



I S P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000**

foglio 609 - 596

**TERMINI IMERESE - CAPO
PLAIA**

A cura di:

R. Catalano^o*, G. Avellone*, L. Basilone*, A. Contino*, M. Agate^o

Con il contributo di:

**C. Di Maggio*, E. Di Stefano*, G. Lena*, C. Gugliotta*, C. Gennaro*,
M. Arnone*, A. Sulli^o, D. Di Maio^o, M. Mancuso^o, B. Abate*, M. G.
Morticelli***

*Aree marine^o e terrestri**

Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università di Palermo

Ente realizzatore:



Regione Siciliana - Assessorato Territorio ed Ambiente

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco

***Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
F. Galluzzo***

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana: G. Arnone

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M. C. Giovagnoli, E. La Posta.

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), M. Roma

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, R. M. Pichezzi (ASC)

S. D'Angelo, A. Fiorentino (parte a mare)

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, M. Roma

PER LA REGIONE SICILIANA:

Coordinamento informatizzazione:

Nadir s.a.s.

Informatizzazione dei dati geologici:

Nadir s.a.s.

Allestimento editoriale e cartografico:

L. Basilone, S. Pierini

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

M.T. Lettieri– Servizio Geologico d'Italia–ISPRA

D. Greco (dal 1999), **R. Giordano** (dal 2009) – Regione Siciliana–Assessorato
Territorio e Ambiente

Si ringraziano i componenti dei precedenti Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

Stampa: SYSTEMCART S.R.L. –2010

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	Pag.	9
1	- AREA TERRESTRE.....»		9
2	- AREA MARINA.....»		11
2.1	- CONTENUTI E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DELLE AREE MARINE.....»		12
II	- STUDI PRECEDENTI.....		17
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....		23
1	- IL SISTEMA CATENA - AVAMPAESE.....»		23
2	- IL MARGINE CONTINENTALE NORD-SICILIANO.....»		25
IV	- INTRODUZIONE ALL'ASSETTO STRATIGRAFICO- STRUTTURALE.....		27
V	- GEOMORFOLOGIA.....		31
1	- ASSETTO GEOMORFOLOGICO A TERRA.....»		31
1.1	- INTRODUZIONE ED OROGRAFIA.....»		31
1.2	- IDROGRAFIA.....»		32
1.3	- LE FORME DEL RILIEVO.....»		34
2	- MORFOLOGIA COSTIERA E MARINA.....»		37
2.1	- LA FASCIA COSTIERA EMERSA.....»		37
2.2	- CARATTERI MORFOLOGICI GENERALI DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE.....»		38
VI	- STRATIGRAFIA.....		41
1	- LITOSTRATIGRAFIA.....»		41
2	- BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA.....»		42
2.1	- INTRODUZIONE.....»		42
2.2	- SCHEMI BIOSTRATIGRAFICI ADOTTATI.....»		44
3	- SISMOSTRATIGRAFIA.....»		47
3.1	- INTRODUZIONE.....»		47
3.2	- LE UNITÀ SISMOSTRATIGRAFICHE DEL SUBSTRATO.....»		48
3.3	- LE UNITÀ SISMOSTRATIGRAFICHE PLIO-PLEISTOCENICHE.....»		50
4	- SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE.....»		52
4.1	- DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE.....»		52
4.1.1	- <i>Argille varicolori inferiori (AVF)</i>»		53
4.1.2	- <i>Formazione Polizzi (POZ)</i>»		56
4.1.3	- <i>Tufiti di Tusa</i>»		59
4.1.3.1	- Membro marnoso (TUT ₁).....»		59
4.1.3.2	- Membro arenaceo (TUT ₂).....»		62

4.2	- DEPOSITI DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO.	Pag. 65
4.2.1	- <i>Flysch numidico</i>	» 66
4.2.1.1	- flysch numidico–membro di Portella Colla (FYN₂)... »	67
4.2.1.2	- flysch numidico–membro di Geraci Siculo (FYN₅)... »	68
4.2.2	- <i>Formazione Tavernola (TAV)</i>	» 70
4.3	- DEPOSITI DEL BACINO DI LERCARA.	» 71
4.3.1	- <i>Complesso di Lercara (LER)</i>	» 71
4.3.2	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 72
4.4	- DEPOSITI DEL BACINO IMERESE.	» 75
4.4.1	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 75
4.4.2	- <i>Formazione Scillato (SCT)</i>	» 75
4.4.3	- <i>Formazione Fanusi (FUN)</i>	» 78
4.4.4	- <i>Calcari a crinoidi e brecce di Altofonte (MCD)</i>	» 81
4.4.5	- <i>Formazione Crisanti</i>	» 82
4.4.5.1	- <i>Formazione Crisanti-membro delle radiolariti (CRI₁)</i> . »	83
4.4.5.2	- <i>Formazione Crisanti-membro brecce ad <i>Ellipsactinia</i> (CRI₂)</i> . »	84
4.4.5.3	- <i>Formazione Crisanti-membro marnoso-spongolitico (CRI₃)</i> . »	85
4.4.5.4	- <i>Formazione Crisanti-membro delle brecce a Rudiste (CRI₄)</i> . »	86
4.4.6	- <i>Formazione Caltavuturo (CAL)</i>	» 87
4.4.7	- <i>Successione di Monte Pileri</i>	» 89
4.4.8	- <i>Successione del Castello di Termini Imerese</i>	» 90
4.4.9	- <i>Stratigrafia sequenziale del Bacino Imerese</i>	» 93
4.5	- DEPOSITI DEL DOMINIO PANORMIDE.	» 95
4.5.1	- <i>Introduzione</i>	» 95
4.5.2	- <i>Formazione Mufara (MUF)</i>	» 96
4.5.3	- <i>Dolomie di Isnello (DIS)</i>	» 98
4.5.3.1	- <i>I livelli medio-giurassici</i>	» 100
4.5.4	- <i>Calcari di Pizzo Manolfo (CTI)</i>	» 100
4.5.5	- <i>Calcari di Piano Battaglia (PNB)</i>	» 101
4.5.6	- <i>Formazione Amerillo (AMM)</i>	» 104
4.5.7	- <i>Formazione Gratteri (GRT)</i>	» 104
4.6	- DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO - PELAGICA TRAPANESE.	» 105
4.6.1	- <i>La successione delle Rocche di Roccapalumba</i>	» 106
5	- DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIO-PLIOCENICA.	» 109
5.1	- DEPOSITI MIOCENICI.	» 109
5.1.1	- <i>Formazione Castellana Sicula (SIC)</i>	» 109
5.1.2	- <i>Formazione Terravecchia (TRV)</i>	» 110
5.1.2.1	- <i>Il Bacino di Scillato</i>	» 113
5.1.3	- <i>Formazione Baucina (BAU)</i>	» 117

5.1.4	- <i>Depositi evaporitici pre-5.45 Ma.</i>	Pag. 117
5.1.4.1	- Formazione Ciminna (CII). »	117
5.1.5	- <i>Gruppo Gessoso-Solfifero.</i> »	118
5.1.5.1	- Formazione di Cattolica-membro selenitico (GTL₂). »	118
5.1.5.2	- Formazione di Pasquasia-membro dei fanglomerati (GPQ₄) »	118
5.2	- DEPOSITI PLIOCENICI. »	119
5.2.1	- <i>Trubi (TRB).</i> »	119
6	- DEPOSITI QUATERNARI EMERSI. »	122
6.1	- DEPOSITI MARINI. »	122
6.1.1	- <i>Sintema di Buonfornello-Campofelice.</i> »	122
6.1.1.1	- Subsintema di Gargi di Cenere (BCP₁). »	123
6.1.1.2	- Subsintema di Rocca d'Antoni (BCP₂). »	123
6.1.1.3	- Subsintema di Quaranta Salme (BCP₃). »	125
6.1.1.4	- Subsintema di Torre Tonda (BCP₄). »	126
6.2	- DEPOSITI ALLUVIONALI. »	127
6.2.1	- <i>Bacino del Fiume S. Leonardo.</i> »	127
6.2.1.1	- Sintema del Fiume S. Leonardo (SLN). »	127
6.2.2	- <i>Bacino del Fiume Imera settentrionale.</i> »	129
6.2.2.1	- Sintema del Fiume Imera (IMR). »	129
6.2.3	- <i>Bacino del Fiume Torto.</i> »	130
6.2.3.1	- Sintema del Fiume Torto (RFS). »	130
6.2.4	- <i>Sintema di Case Benincasa (BNI).</i> »	131
6.3	- DEPOSITI MARINI (Tirreniano). »	132
6.3.1	- <i>Sintema di Barcarello (SIT).</i> »	132
6.4	- DEPOSITI CONTINENTALI. »	133
6.4.1	- <i>Sintema di Raffo Rosso (RFR).</i> »	133
6.4.2	- <i>Sintema di Capo Plaia (AFL).</i> »	135
6.4.2.1	- Depositi di frana (a ₁). »	135
6.4.2.2	- Detriti di falda (a ₃). »	136
6.4.2.3	- Depositi alluvionali (b). »	136
6.4.2.4	- Coltre eluvio - colluviale (b ₂). »	136
6.4.2.5	- Depositi eolici (d). »	138
6.4.2.6	- Depositi palustri (e ₃). »	138
6.4.2.7	- Depositi di spiaggia (g ₂). »	139
7	- DEPOSITI QUATERNARI SOMMERSI. »	139
7.1	- LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO-QUATERNARIA. »	139
7.2	- CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEI SEDIMENTI ATTUALI. »	144
7.3	- DISTRIBUZIONE DELLA BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE. »	145
7.4	- UNITÀ SOMMERSE DELL'OLOCENE SUPERIORE. »	146
7.4.1	- <i>Sistema deposizionale di piattaforma interna.</i> »	147

7.4.2	- <i>Sistema deposizionale di piattaforma esterna</i>	Pag.147
8	- POZZI PROFONDI PER LA RICERCA DI IDROCARBURI . . »	147
8.1	- POZZO CERDA 1	147
8.2	- POZZO CERDA 2	148
8.3	- POZZO COLLA 1	149
VII	- TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE	151
1	- SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE. LA DEFORMAZIONE NEOGENICA	151
2	- LE UNITÀ DELLA CATENA	155
2.1	- UNITÀ S.S. SICILIDI	155
2.2.1	- <i>Unità S.S. Tusa-Troina</i>	155
2.2	- UNITÀ S.S. DEL FLYSCH NUMIDICO	158
2.2.1	- <i>Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito</i>	158
2.3	- UNITÀ S.S. DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DI LERCARA (PERMO-TRIASSICO)	161
2.3.1	- <i>Unità S.S. di Roccapalumba</i>	161
2.3.2	- <i>Unità S.S. di Rasolocollo</i>	161
2.4	- UNITÀ S.S. IMERESI	162
2.4.1	- <i>Unità S.S. Monte Cane - San Calogero</i>	162
2.4.1.1	- Subunità Trabia-Pideri	162
2.4.1.2	- Subunità Caccamo-Monte Rotondo	162
2.4.1.3	- Subunità San Calogero	163
2.4.2	- <i>Unità S.S. Sclafani-Caltavuturo</i>	164
2.4.3	- <i>Unità S.S. Monte dei Cervi</i>	164
2.5	- UNITÀ S.S. PANORMIDI	167
2.5.1	- <i>Unità S.S. Dipilo - Carbonara</i>	167
2.5.1.1	- Subunità Dipilo	168
2.5.1.2	- Subunità Carbonara	170
2.5.1.3	- Subunità Cozzo S. Biagio	170
2.5.2	- <i>Cenni sull'assetto tettonico delle Madonie</i>	170
2.6	- UNITÀ S.S. TRAPANESI	171
2.6.1	- <i>Unità S.S. Vicari - Le Rocche</i>	171
3	- CARATTERI DEFORMATIVI DEI BACINI SINTETTONICI . . »	172
3.1	- IL BACINO SOMMERSO DI TERMINI IMERESI	173
4	- CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA . . »	174
4.1	- LA FASE COLLISIONALE	175
4.2	- STRUTTURAZIONE COMPRESSIVA E TRASPRESSIVA	175
4.2.1	- <i>La strutturazione della catena nell'area marina</i>	177
4.3	- TETTONICA TRASCORRENTE E TRASTENSIVA	178

4.3.1	- <i>La tettonica recente e l'evoluzione quaternaria del Golfo di Termini</i>	Pag. 179
VIII	- SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE	» 181
1	- IDROGEOLOGIA	» 181
2	- RISORSE MINERARIE	» 183
3	- TERMALISMO	» 184
4	- RICERCHE PER IDROCARBURI	» 185
IX	- EXTENDED ABSTRACT	» 187
1	- TERMINI IMERESE - CAPO PLAIA SHEET LEGEND	» 195
	BIBLIOGRAFIA	» 211

I - INTRODUZIONE

Il Servizio Geologico Nazionale ha unificato i Fogli 609 “Termini Imerese” e 596 “Capo Plaia” in un unico Foglio denominato Foglio 609/596 “Termini Imerese - Capo Plaia” allo scopo di uniformare i rilievi e raccoglierne la descrizione in un unico volume delle Note Illustrative.

Il Foglio 609/596 “Termini Imerese - Capo Plaia” della Carta Geologica d’Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell’ambito del Progetto CARG con i fondi della Legge 67/88 - Legge 226/99 con una convenzione tra Servizio Geologico Nazionale (ora ISPRA) e Regione Siciliana.

Le aree ricadono interamente nella Provincia di Palermo, comprendono la fascia marina del Golfo di Termini Imerese fino al promontorio di Capo Plaia, la regione dei Monti di Termini Imerese e Trabia ad ovest e il settore occidentale del gruppo montuoso delle Madonie ad est (Fig. 1) e la sua fascia costiera. Tra questi rilievi si sviluppa un ampio settore collinare inciso dai fiumi Torto e Imera settentrionale (o Fiume Grande).

1 - AREA TERRESTRE

I primi rilievi ufficiali di quest’area, contenuti in fogli ufficiali del Regio Comitato del Servizio Geologico, risalgono alla fine dell’800 e sono compresi nei Fogli geologici “Termini Imerese” e “Bagheria” in scala 1:100.000 curati da BALDACCİ (1884 a, b).

La carta geologica qui preparata è il risultato di rilievi originali condotti nell'area marino-costiera e nella gran parte di quella continentale, e della revisione di carte non ufficiali rilevate tra gli anni '70 e '90 (vedi bibliografia cartografica). Rilevamenti originali e revisioni sono stati cartografati alla scala 1:10.000 su sezioni topografiche della Carta tecnica regionale messa a disposizione dalla Regione Siciliana, Assessorato al Territorio. Quest'ultimo ha fornito i rilievi aereofotogrammetrici sui quali sono state condotte le analisi morfostrutturali. I rilevamenti sono stati accompagnati dalla mappatura puntuale e dalla classificazione dei principali depositi di frana e dei movimenti gravitativi profondi di versante, interessanti, in particolare, i depositi coerenti. Nuove ed inedite sono le mappature di grossi corpi in frana che caratterizzano, ad esempio, il versante orientale della dorsale del Monte San Calogero. Le Note riportano un'appropriata sintesi dell'evoluzione morfogenetica dell'area. I depositi quaternari sono stati cartografati con particolare accuratezza, in quanto informazioni essenziali per il controllo e la tutela del territorio, applicando le norme emanate dal Servizio Geologico Nazionale.

Il criterio adottato nelle diverse fasi del rilevamento e della rielaborazione cartografica è basato sulla necessità di un immediato riscontro sul terreno delle varie litologie e delle superfici strutturali, ma rimane ancorato al modello scientifico sviluppato in anni recenti dal gruppo di ricerca che ha compilato

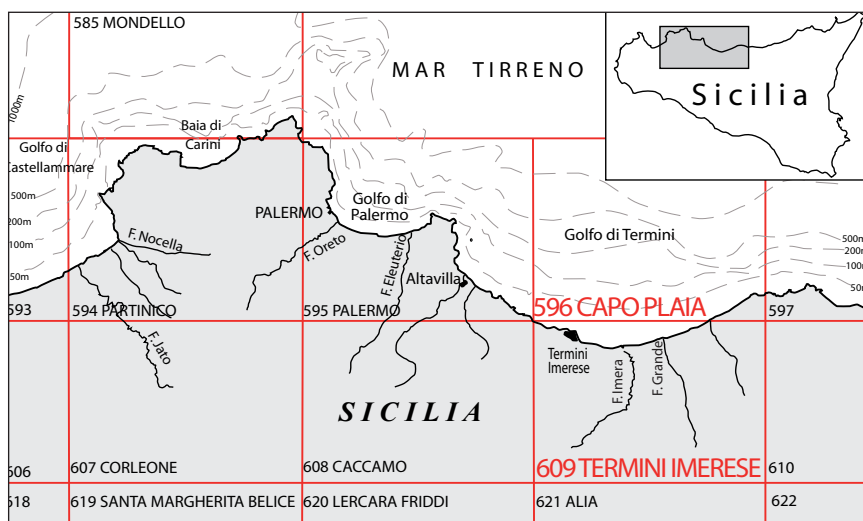


Fig. 1 - Quadro d'unione esteso all'offshore dei fogli a scala 1:50.000. Localizzazione del Foglio 609 "Termini Imerese" e del Foglio 596 "Capo Plaia" unificati nel contesto CARG.

questo Foglio. Questo approccio tiene conto dell'analisi di facies dei carbonati e dei terrigeni prodotta in Sicilia negli anni '80-'90 e che aveva permesso il riconoscimento di grandi corpi geologici (CATALANO & D'ARGENIO, 1978) la cui omogeneità di facies era stato il criterio fondante per l'individuazione di differenti unità paleogeografiche (corpi rocciosi formati in specifici e differenti ambienti sedimentari) depositatesi in domini paleogeografici (insieme di zone isopiche prima della deformazione e del raccorciamento dovuto alla tettonogenesi)¹. Individuati questi corpi geologici, grazie all'analisi di facies e stratigrafica, si è proceduto alla identificazione delle Unità litostratigrafiche di diverso rango, dal membro al gruppo, per favorire la correlabilità sul terreno delle varie litologie.

Le unità paleogeografiche (successioni o parte di esse), come su definite, sono oggi esposte nella catena siciliana a formare una pila di corpi tettonici. Per la definizione spaziale di questi corpi e per la loro caratterizzazione interna sono state utilizzate le unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.) definite come grandi corpi rocciosi tettonicamente deformati e/o rimossi dalle loro originarie sedi, caratterizzati da limiti tettonici ben tracciabili e contraddistinti gli uni rispetto agli altri da litologie omogenee a grande scala e medesimo assetto strutturale (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; CATALANO & D'ARGENIO, 1978). Queste unità sono state largamente adottate in tempi recenti per definire i grandi caratteri strutturali dell'Appennino meridionale e della Sicilia (CATALANO & D'ARGENIO, 1982 b).

2 - AREA MARINA

Del rilevamento geologico del settore marino si sono occupati ricercatori del Gruppo di Geologia Marina del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo che nell'arco di un triennio (2000 - 2003) hanno eseguito rilievi inediti ed analizzato dati precedentemente acquisiti per altri progetti di ricerca. La porzione marina del Foglio 609/596, estesa un po' meno

¹ Negli anni '60-'70 con il moltiplicarsi degli studi geologici in Sicilia si verificò una fioritura della terminologia paleogeografica e tettonica con l'uso di numerosi termini spesso espressione dei modelli interpretativi dei vari A.A. Il termine "complesso" venne usato da OGNIBEN (1960) per indicare corpi rocciosi di determinata facies deformati ma non necessariamente sovrascorsi, il termine "zona" venne usato dagli Autori di scuola francese per riconoscere zone di affioramento di terreni di determinate facies (e le loro successioni stratigrafiche) e/o relativi corpi rocciosi deformati. SCANDONE *et alii* (1977) usarono il termine di "zona paleogeografica" per indicare originarie zone isopiche e relativi corpi rocciosi prima della tettonogenesi.

di 40 km², ricade nella parte più interna del Golfo di Termini Imerese che, ampio circa 37 km tra Capo Zafferano ad ovest e Capo Plaia ad est (Fig. 2), rappresenta la più larga insenatura della Sicilia settentrionale.

All'interno del Golfo si apre il bacino di intra-piattaforma continentale di Termini, colmato da depositi plio – quaternari. Esso è delimitato, a meridione, dai rilievi montuosi delle Madonie occidentali e dei Monti di Termini Imerese e Trabia, e a settentrione da un alto strutturale allungato in direzione ONO-ESE. Il Bacino di Termini costituisce la depressione più meridionale e meno profonda del più ampio Bacino di Cefalù che si apre nella parte centrale del margine sud tirrenico (Fig. 2).

I rilievi geologici marini sono stati eseguiti nel rispetto di quanto previsto dal Programma Operativo di Lavoro concordato con il Servizio Geologico Nazionale ed utilizzando una carta batimetrica a scala 1:25.000, ottenuta dai dati batimetrici digitali in parte forniti dall'Istituto Idrografico della Marina ed in parte raccolti dagli Autori delle Note.

2.1 - CONTENUTI E MODALITÀ DI RAPPRESENTAZIONE CARTOGRAFICA DELLE AREE MARINE

L'area marina compresa nel Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" ha fondali

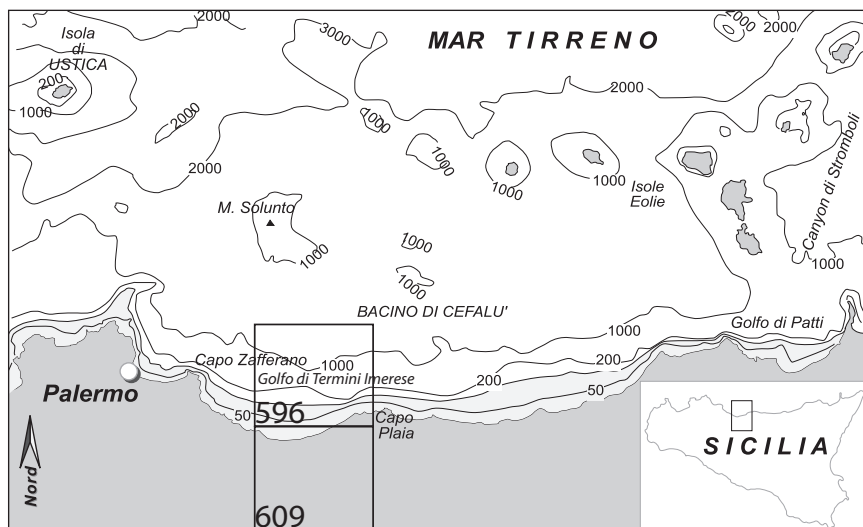


Fig. 2 - Carta batimetrica schematica del Tirreno meridionale ed inquadramento geografico dell'area rappresentata nel Foglio 609-596. In grigio chiaro, è raffigurata l'estensione della piattaforma continentale. La profondità delle isobate è espressa in metri.

poco acclivi che non superano i 30 m di profondità (Fig. 3). Pontili e dighe portuali hanno reso difficoltosa la navigazione durante i rilievi sismici ed acustici ed il campionamento.

Queste condizioni hanno, di fatto, impedito di acquisire una maglia di profili sufficientemente fitta della pur ridotta fascia marina ricadente nel Foglio. E' stato dunque necessario integrare i pochi dati con quelli provenienti dal rilevamento della fascia costiera e dell'antistante piattaforma continentale. La rappresentazione cartografica così ottenuta riporta informazioni relative a:

- batimetria del fondo con isobate di equidistanza 5 m;
- lineamenti geomorfologici erosivi e deposizionali;
- distribuzione delle popolazioni tessiturali dei sedimenti superficiali;
- distribuzione delle biocenosi a fanerogame marine;
- isocronopache dei depositi olocenici;
- distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies dei sedimenti sommersi che raggruppano la porzione sommitale, olocenica, del cuneo progradante di stazionamento alto (*Highstand Systems Tract*) della sequenza deposizionale tardoquaternaria (SDTQ).
- lineamenti tettonici superficiali e sepolti.

I principi informativi sulle metodologie di rilevamento e di interpretazione dei dati si rifanno in gran parte alle linee guida raccolte nei Quaderni del Servizio Geologico Nazionale (1992; 1996; 2004).

Per il rilevamento della porzione marina del Foglio si è fatto ricorso ad

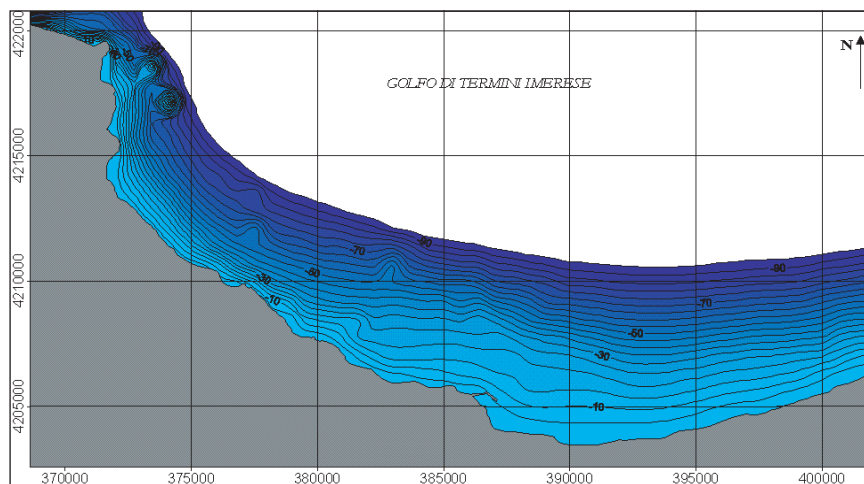


Fig. 3 - Carta batimetrica (profondità indicate in metri) della fascia costiera sommersa del Golfo di Termini Imerese.

un'ampia gamma di metodologie acustiche e sismiche in ragione delle diverse tipologie di contenuti da rappresentare in carta. I rilievi acustici e sismici sono stati integrati con il prelievo di campioni dei sedimenti sciolti su un'area più estesa di quella compresa nel Foglio (Fig. 3). I dati geofisici e quelli sedimentologici sono stati quindi elaborati ed interpretati per raggiungere gli obiettivi prima indicati.

I tracciati dei profili acquisiti con differenti sorgenti sismiche e, quindi, con differente grado di risoluzione e di penetrazione nel sottofondo, posizionati con il sistema satellitare DGPS, sono riportati nella Fig. 4.

I profili ad alta risoluzione *Sparker* a 1 e 4,5 kJ acquisiti nel 2001 e 2004 hanno permesso di investigare, in dettaglio, l'assetto stratigrafico dei depositi tardo-quaternari e di cartografare la distribuzione delle associazioni dei sistemi deposizionali della sequenza tardoquaternaria-olocenica. I profili multicanale e quelli *Sparker* a 30 e 16 kJ sono stati impiegati per la ricostruzione dell'assetto

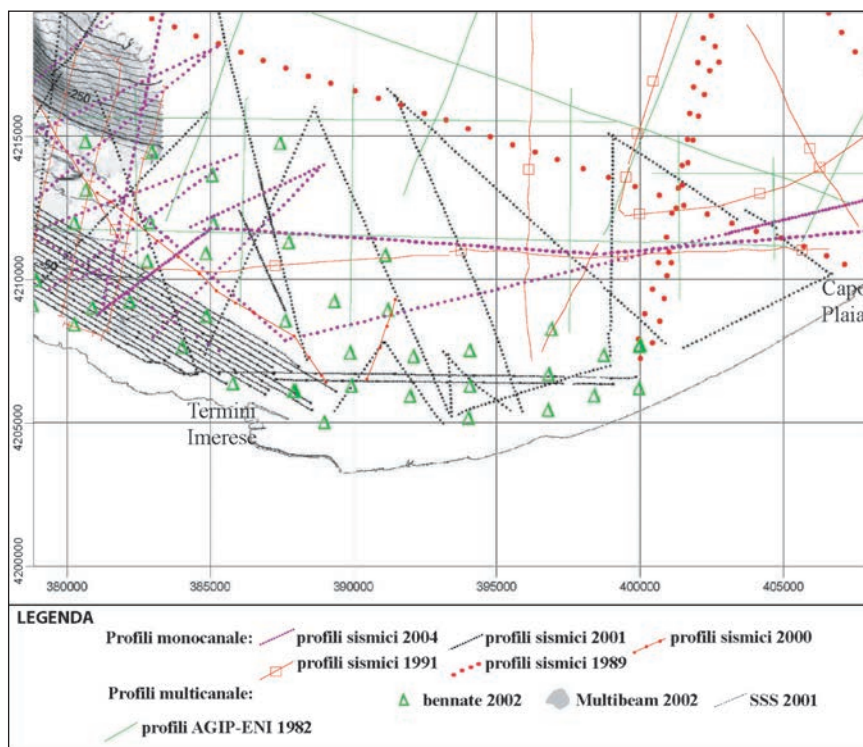


Fig. 4 - Ubicazione dei dati geofisici e geologici raccolti per il rilevamento della parte a mare del Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia".

stratigrafico-strutturale profondo e per definire lo spessore del cuneo sedimentario plio-quadernario.

Sono state utilizzate anche sezioni sismiche multicanale ad alta penetrazione, acquisite con sorgente *Airgun*, con rappresentazione fino a circa 6 s/twt, messe a disposizione dall'ENI/AGIP e mai precedentemente rese pubbliche. La risoluzione permette di individuare intervalli corrispondenti a decine di metri per il Plio-Pleistocene e un centinaio di metri per le successioni più antiche del Messiniano. Questi dati sono stati integrati con profili sismici monocanale, con sorgente *Sparker*, acquisiti dal Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo nel corso di campagne oceanografiche svolte tra il 1989 ed il 2001. La penetrazione è dunque variabile, tra 100 ms e 2000 ms, mentre il potere di risoluzione, piuttosto alto, permette di identificare corpi dello spessore compreso tra qualche metro e qualche decina di metri. Le sezioni sismiche non sono calibrate da dati di pozzo, ma, a luoghi, vengono correlate con depositi e strutture affioranti nella immediata fascia costiera.

La base del cuneo deposizionale della SDTQ, potente oltre 40 m, non è cartografabile nella fascia ricadente nel Foglio. Per ottenere utili informazioni sui caratteri del cuneo olocenico e poterne estrapolare dimensioni e geometria anche nell'area vicino costa si è estesa l'indagine alla regione antistante, pur non compresa nel Foglio assegnato.

I rilievi acustici a scansione laterale (profili *Side Scan Sonar*; S.S.S., Fig. 3) con frequenza di 100 o 500 kHz, sono stati utilizzati per cartografare i lineamenti geomorfologici, i campi delle popolazioni tessiturali, le strutture sedimentarie e le biocenosi a fanerogame marine. Le facies acustiche rilevate con il S.S.S. sono state calibrate con i dati ottenuti dall'analisi granulometrica, composizionale e calcimetrica di campioni prelevati mediante benna (Fig. 3).

L'analisi allo stereoscopio di foto aeree (rilievo aerofotogrammetrico eseguito nel 1987) e lo studio delle ortofoto (rilievo del 1998) hanno permesso di correlare il rilevamento superficiale della fascia costiera emersa con quella sommersa nell'area non ricoperta dai rilievi S.S.S.

I rilievi geologici nel settore emerso sono stati effettuati nell'arco di tempo compreso tra il 1998 ed il 2007, durante il quale parte dei rilievi originariamente prodotti dai rilevatori (B. Abate, L. Basilone, A. Contino, C. Gioè, C. Gennaro P. Firrone e M. Arnone) sono stati rivisti successivamente da G. Avellone, L. Basilone, G. Cannatella, R. Catalano, A. Contino, M. Gasparo Morticelli, C. Gennaro, C. Gugliotta, G. Lena, P. Cannatella, D. Siragusano nel periodo 2004-2008. I rilevatori riportati nel quadro d'unione a margine della carta sono stati

coordinati dai direttori di rilevamento R. Catalano, L. Basilone e B. Abate. (per il periodo iniziale). Le analisi geomorfologiche sono state condotte da A. Contino, C. Di Maggio e C. Gennaro. Le analisi micropaleontologiche sono state eseguite da E. Di Stefano, S. Bonomo per il nannoplankton e per i foraminiferi da A. Caruso e R. Sprovieri che ha coordinato anche gli studi biostratigrafici. L. Basilone e R. Catalano hanno collaborato alla biostratigrafia dei carbonati mesozoici. G. Avellone, M. R. Barchi e M. Gasparo Morticelli hanno eseguito le analisi strutturali. M. Agate, D. Di Maio, M. Mancuso e G. Caputo hanno interpretato i dati morfobatimetrici. A. Sulli, R. Catalano M. Agate e M. Mancuso hanno interpretato i profili simici a riflessione ricadenti nell'area marina. M. Agate, D. Di Maio, M. Mancuso, A. Sulli, F. Vaccaro e F. Pepe hanno registrato dati di sismica a riflessione e partecipato alla raccolta dei dati del settore sommerso. L'assemblaggio finale dei dati cartografici, elaborati alla scala 1:10.000 e la riproduzione dei profili geologici è stata curata da S. Pierini.

La stesura delle Note è stata curata dai seguenti Autori:

Coordinamento e revisione generale del testo: R. CATALANO.

Introduzione, studi precedenti ed inquadramento geologico regionale (**Titoli I, II e III**): R. CATALANO con la collaborazione di G. AVELLONE e A. CONTINO.

Introduzione all'assetto stratigrafico-strutturale (**Titolo IV**): R. CATALANO e G. AVELLONE.

Geomorfologia dell'area terrestre (**Titolo V, Cap. 1**): C. DI MAGGIO e A. CONTINO .

Geomorfologia dell'area marina (**Titolo V, Cap. 2**): M. AGATE.

Stratigrafia delle successioni sedimentarie meso-cenozoiche (**Titolo VI, Capp. 1-5**): L. BASILONE con il contributo di R. CATALANO, A. CONTINO, C. GUGLIOTTA, G. LENA e M. AGATE.

Stratigrafia dei depositi quaternari dell'area terrestre (**Titolo VI, Cap. 6**): A. CONTINO con il contributo di C. DI MAGGIO.

Stratigrafia dei depositi quaternari dell'area marina (**Titolo VI, Cap. 7**): M. AGATE e M. MANCUSO.

Analisi sismostratigrafica dei depositi sommersi (**Titolo VI, Cap. 3**): M. AGATE, A. SULLI, M. MANCUSO e R. CATALANO.

Tettonica ed analisi strutturale (**Titolo VII**): G. AVELLONE, R. CATALANO, M. GASPARO MORTICELLI e C. GENNARO con il contributo di L. BASILONE e A. SULLI (mare).

Elementi di geologia tecnica (**Titolo VIII**): A. CONTINO e G. LENA.

Le figure a tratto sono state curate, insieme all'*editing* ed all'assemblaggio dei rilievi, da L. BASILONE e S. PIERINI.

L'impaginazione e la redazione grafica delle Note Illustrative è stata curata da L. BASILONE.

II - STUDI PRECEDENTI

I primi studi geologici sull'area dei Fogli 609 "Termini Imerese" e 596 "Capo Plaia" risalgono all'800; le conoscenze si sono accresciute nel tempo con un notevole incremento dei lavori pubblicati soprattutto negli ultimi decenni; segnaliamo solo alcuni tra i lavori storici più significativi nelle varie discipline geologiche.

HOFFMANN (1839) riconobbe la presenza di marne bianche con intercalazioni arenacee con ricca fauna a piccoli Pettinidi, Cardium e Terebratulæ, nonché a Nodosaridi, Lenticulinidi e Miliolidi negli immediati dintorni dell'abitato di Lascari.

GEMMELLARO (1886) riconosce diversi tipi litologici ed i loro rapporti stratigrafici e gli attribuisce, nella successione di terreni affioranti nell'area di Trabia e di Termini Imerese, un'età compresa fra il Triassico e il Cretacico. Determinazioni di alcune specie e datazioni vengono qui accolte per integrare i dati raccolti con altri metodi paleontologici.

DI STEFANO (1888) descrive la successione della Rocca del Castello di Termini, dove distingue calcari con *Requienia* spp., *Caprotina* spp. e *Radiolites sauvagesi*. DI STEFANO (1900) discute dell'età dei depositi silico-carbonatici già noti come "Scisti Silicei" e CHECCHIA RISPOLI (1905) studia le nummuliti dei depositi eocenici-oligocenici (oggi noti come formazioni Polizzi, Caltavuturo e Gratterì).

CIPOLLA (1926) descrive i terreni pliocenici di alcune cave site negli immediati dintorni dell'abitato di Lascari e riconosce potenti orizzonti di calcareniti giallastre intercalate nelle marne bianche (trubi o *bajate*). L'autore segnala un'intercalazione, potente circa 2 m, alla base della successione, costituita da brecce con elementi clastici derivanti dall'erosione di litofacies pre-plioceniche.

TREVISAN (1935) illustra, in un significativo lavoro, l'area di Sclafani Bagni e Caltavuturo, riconoscendone puntualmente le varie litologie ed interpretando l'assetto tettonico come il risultato di un "movimento dal basso verso l'alto di masse mesozoiche giunto a tale entità da perforare e attraversare il mantello terziario". Malgrado la modernità dell'approccio geostrutturale l'Autore finisce con l'appoggiare una convinzione, radicata in quel tempo tra i geologi siciliani, sulla esistenza di movimenti legati a fenomeni di diapirismo.

Rilievi preliminari di aree ricadenti nel Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" sono riportati da DE STEFANI (1954), MORETTI (1954) e JACOBACCI (1954); quest'ultimo riconosce nei dintorni di Termini Imerese e di Trabia due intervalli radiolaritici nei depositi, oggi attribuiti alla formazione Crisanti, della successione imerese.

L'area del Foglio rientra solo in parte nello schema interpretativo proposto da OGNIBEN (1960) che riconosceva "l'esistenza di un edificio tettonico a falde di ricoprimento" sovrapposto al "Complesso Basale"; quest'ultimo, costituito da una successione calcareo-silicea alla base e calcareo-marnosa alla sommità, veniva correlato alla "serie delle Madonie Occidentali" di SCHMIDT DI FRIEDBERG (1959), alla "serie paleoautoctona" di CERETTI & CIABATTI (1965), alla "serie di Sclafani" di BROQUET (1968), nonchè al Bacino Imerese come inteso attualmente.

MORONI & TORRE (1966) riprendono lo studio della sezione pliocenica di Lascari, già iniziato da CIPOLLA (1926) ed analizzano nel dettaglio la macrofauna delle intercalazioni calcarenitiche nei Trubi.

WEZEL (1967 a, b) effettua un confronto tra le litofacies del flysch di Reitano (*Auct.*), ritenute affioranti nel settore di Capo Plaia e del flysch numidico, sottolineandone analogie e differenze.

RUGGERI & TORRE (1973) interpretano i depositi calcarenitici ad *Amphistegina*, intercalati nei Trubi affioranti nei pressi dell'abitato di Lascari, come strutture da *slumping*, espressione di probabili eventi sismici.

SPROVIERI (1979) riprende le conclusioni di RUGGERI & TORRE (1973) e studia tre sezioni del Pliocene inferiore nel settore di Capo Plaia, la prima in corrispondenza dell'abitato di Lascari (datata MPL2), la seconda in C.da S. Calogero (datata MPL2-3) e l'ultima in C.da Piletto (datata MPL3 – MPL4).

CASSOLA *et alii* (1992, 1995) eseguono uno studio sedimentologico, petrografico, biostratigrafico e strutturale sugli affioramenti allora attribuiti al "Flysch di Reitano" ricadenti nell'area di Capo Plaia.

DE CAPOA *et alii* (2000 e 2002) descrivono come arenarie di Poggio Maria i depositi precedentemente assegnati al flysch di Reitano, individuando in esse i caratteri distintivi delle vulcanoclastiti della Formazione Tufiti di Tusa.

NIGRO & RENDA (2004) effettuano un'analisi mesostrutturale degli affioramenti ritenuti pertinenti al flysch di Reitano nell'area di Capo Plaia traendo dati a con-

ferma di una ipotesi circa l'evoluzione tettonico-strutturale della catena siciliana.

AVELLONE *et alii* (2008) attraverso l'analisi stratigrafico-strutturale descrivono un evento tettonico sin-sedimentario registrato nel piccolo bacino infra-pliocenico di Lascari. La sinclinale, orientata EO che ospita il bacino sintettonico, appartiene ad un sistema di pieghe nord vergenti che deformano il più antico piano di sovrascorrimento (Langhiano-Serravalliano). La geometria di crescita, che caratterizza il *pattern* stratale dei depositi pliocenici e la discordanza basale, suggeriscono che la nucleazione di queste strutture compressionali si possa essere realizzata almeno dal Messiniano al Pliocene inferiore. Le strutture nord-vergenti, riconosciute nell'area in studio, mostrano stile deformativo ed orientazione compatibile con le fasi tardive della strutturazione riconosciute in Sicilia occidentale. I dati raccolti rappresentano, pertanto, un contributo alla datazione delle strutture traspressive che seguono la messa in posto dei sovrascorrimenti principali e che sono connesse al sollevamento della sottostante piattaforma.

Di particolare rilevanza rimane il lavoro di MONTANARI (1966) che, per l'area compresa tra i Monti di Trabia e Termini Imerese, produce dettagliate analisi stratigrafiche di cui si è tenuto conto nella cartografia del Foglio.

RANGIN (1973, 1975) delinea l'assetto strutturale dell'area dei Monti di Termini Imerese descrivendo accuratamente le successioni stratigrafiche affioranti e riconoscendo un edificio tettonico articolato in diverse unità impilate (*lames*) e caratterizzato da due famiglie di faglie coniugate orientate NE-SO e NO-SE.

CATALANO & MONTANARI (1979) illustrano in una carta geologica alla scala 1:100.000 una vasta area, compresa tra i Monti di Termini Imerese e di Trabia e i Monti Sicani orientali, ricadente in una larga parte del presente Foglio. I rapporti tra le varie unità tettoniche riconosciute sono mostrate in uno schema strutturale qui riportato (Fig. 5).

ABATE *et alii* (1988 a, b), nella carta geologica alla scala 1:50.000 comprendente buona parte del Foglio in studio, forniscono, oltre alla stratigrafia già nota delle successioni mesozoico-terziarie, una dettagliata analisi delle facies dei depositi del flysch numidico (*s.l.*) ribadendo l'assetto tettonico già delineato in CATALANO & MONTANARI (1979).

PESCATORE *et alii* (1987), sulla base dell'analisi delle facies dei depositi terrigeni oligomiocenici (flysch numidico) affioranti in una vasta regione, comprendente l'area del Foglio, riconoscono quattro litofacies principali di tre differenti sistemi deposizionali (sistemi di Montemaggiore, Alia e Pizzo Comune-Almerita).

Numerosi sono gli studi specifici a carattere stratigrafico e paleontologico che hanno permesso di riconoscere e datare i termini mesozoici e terziari (PREVOST 1832; GEMMELLARO, 1878 e 1886; CHECCHIA RISPOLI, 1909a, b, 1916, 1936; CIOFALO, 1878; TREVISAN, 1935; MONTANARO GALLITELLI, 1937; RUGGIERI & DI GIACOMO, 1971; MONTANARI, 1966; 1968; 1989).

MONTANARI (1966) riconosce nelle dolomie liassiche della successione imerese (l'attuale formazione Fanusi) i caratteri tessiturali dovuti ad eventi di risedimentazione di materiali di origine neritica. Questo concetto viene successivamente sviluppato da SCANDONE *et alii* (1972) che estendono l'analisi anche ai depositi della formazione Crisanti affiorante della regione delle Madonie occidentali.

Nel Foglio in studio ricade anche gran parte del gruppo montuoso delle Madonie, regione ben nota nella letteratura geologica regionale. SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), OGNIBEN (1960, 1963), BROQUET (1970), GRASSO *et alii* (1978), ABATE *et alii* (1982) sono stati tra gli autori che più hanno contribuito alla conoscenza di questa regione.

GRASSO *et alii* (1978) descrivono stratigrafia e tettonica dell'intero gruppo montuoso delle Madonie non discostandosi dall'impostazione di OGNIBEN (1960, 1963); producono però una dettagliata e moderna cartografia alla scala 1:50.000 a cui fanno riferimento gli estensori di questo Foglio. Nel lavoro è tuttavia carente l'analisi stratigrafica delle facies carbonatiche (soprattutto di quelle di piattaforma carbonatica) che genera vari errori di attribuzione stratigrafica.

L'analisi di facies dettagliata dei corpi carbonatici panormidi di Cozzo Dipilo e Pizzo Carbonara ed una più documentata stratigrafia vengono forniti da

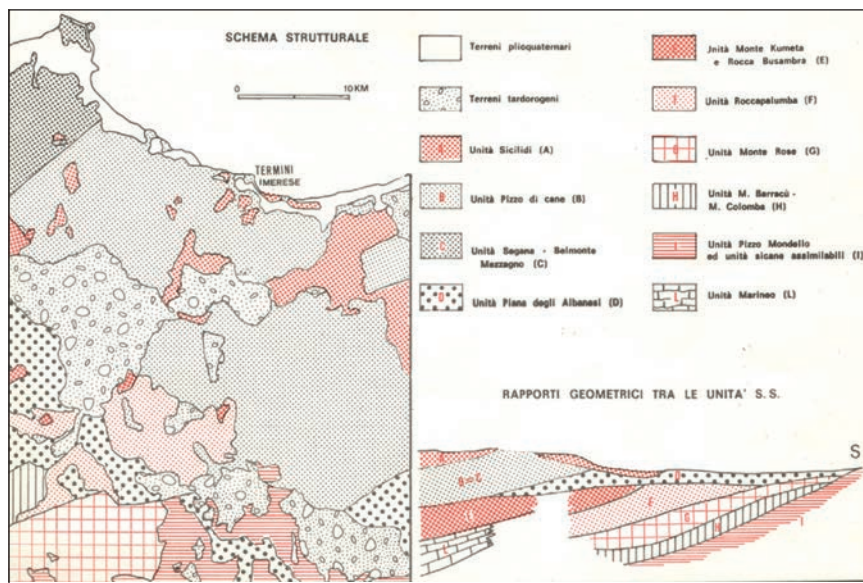


Fig. 5 - Schema strutturale dell'area dei Monti di Termini Imerese e Trabia e rapporti geometrici tra le unità stratigrafico-strutturali (da CATALANO & MONTANARI, 1979).

ABATE *et alii* (1982) che redigono una carta geologica alla scala 1:50.000 delle Madonie orientali. Tale approccio consente di riconoscere la distribuzione delle diverse facies e la loro corrispondenza con ambienti deposizionali specifici; la documentata analisi biostratigrafica fornisce l'età dei terreni triassico-cretacici, utilizzando anche dati stratigrafici di dettaglio precedentemente acquisiti negli affioramenti di Pizzo Dipilo (CATALANO *et alii*, 1974).

CATALANO & D'ARGENIO, eds. (1990) riportano dati sull'evoluzione tettonica dell'area delle Madonie orientali con schemi e sezioni strutturali originali e forniscono l'analisi sedimentologica e la ricostruzione dei vari ambienti deposizionali dei depositi della formazione Terravecchia di Monte Riparato ("bacino di Scillato") nei quali riconoscono i caratteri di un bacino di *piggy-back* post - Tortoniano inferiore.

Un approfondimento dello studio stratigrafico-sedimentologico dei depositi miocenici del "bacino di Scillato" viene compiuto da ABATE *et alii* (1999). Questi AA. pur giungendo a valutazioni diverse sull'evoluzione tettonica, portano un contributo alla conoscenza dei processi deposizionali propri dei sistemi sedimentari di ambienti deltizi e marini. Sostanziali contributi sulla deposizione quaternaria provengono dagli studi di CONTINO (2002, 2005).

L'approccio stratigrafico-sequenziale (attraverso l'individuazione di superfici di *unconformity*, geometrie e terminazioni stratali, ecc.) permette a BASILONE (2000; 2009) e BASILONE & LO CICERO (2002) di ricostruire l'architettura stratigrafica in termini di cicli trasgressivo/regressivi di vario ordine gerarchico per l'intervallo mesocenoico della successione imerese.

La cartografia geologica che è stata consultata per la compilazione del Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" comprende:

- "Carta geologica a scala 1:100.000 (priva di topografia) della Regione delle Madonie e dei Sicani orientali" (BROQUET, 1970);
- "Carta Geologica dei Monti di Termini Imerese e Trabia" e dei Sicani orientali, scala 1:100.000 (CATALANO & MONTANARI, 1979).
- "Carta Geologica delle Madonie", scala 1:50.000 (LENTINI & VEZZANI, 1974).
- "Carta Geologica delle Madonie orientali", scala 1:50.000 (ABATE *et alii*, 1982).
- "Carta Geologica dei Monti di Termini Imerese e Madonie Occidentali", scala 1:50.000 (ABATE *et alii*, 1988 a).

Per il settore marino la letteratura scientifica offre essenzialmente due differenti interpretazioni della evoluzione geologica del margine continentale nord siciliano nell'intervallo plio-pleistocenico:

- a) presenza di un lineamento trasforme destro E-O (FINETTI & DEL BEN, 1986; FINETTI *et alii*, 1996) o zona di *simple shear* destro E-O (ABATE *et alii*, 1998; GIUNTA *et alii*, 2000; DEL BEN & GUARNIERI, 2000). In entrambi i casi la tettonica

trascorrente avrebbe determinato la formazione degli alti strutturali, le rotazioni delle falde, i piegamenti e la subsidenza dei bacini plio-quadernari;

b) tettonica distensiva associata al *rifting* sud tirrenico, che avrebbe condotto all'assottigliamento crostale ed alla subsidenza dei bacini (KASTENS *et alii*, 1988; PEPE *et alii*, 2000). Gli episodi di *rifting* sarebbero stati due, nel Tortoniano superiore – Messiniano e nel Pliocene superiore, separati da un episodio compressivo al termine del Pliocene inferiore. La separazione continentale si sarebbe conclusa alla fine del Pliocene superiore (PEPE *et alii*, 2000; PEPE *et alii*, 2004).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

La Sicilia occupa il Mediterraneo centro-occidentale e costituisce una porzione di megasutura che si sviluppa lungo il limite tra la placca africana e quella europea. In quest'area, un segmento di catena collega le Maghrebidi africane con la Calabria e gli Appennini e si estende dalla Sardegna attraverso la Sicilia, fino alla piattaforma pelagiana (Canale di Sicilia, Fig. 6). Dopo la fase orogenica alpina paleogenica, i movimenti compressivi più importanti di questo settore del Mediterraneo sono dovuti alla rotazione antioraria oligo-miocenica del blocco sardo-corso, considerato da alcuni autori come un arco magmatico. La collisione del blocco sardo-corso con il margine continentale africano (BELLON *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1979; DERCOURT *et alii*, 1986) è considerata comunemente come la causa primaria per la gran parte della deformazione compressiva nella catena sudappenninica-siciliana (CATALANO *et alii*, 1996 con bibliografia).

1 - IL SISTEMA CATENA - AVAMPAESE

Tre elementi principali costituiscono il complesso collisionale della Sicilia e del suo prolungamento *offshore* (Fig. 7):

a) un'area di avampaese, affiorante nella Sicilia sud-orientale e presente nel Canale di Sicilia a sud di Sciacca;

b) un'avanfossa recente, localizzata nell'*offshore* meridionale della Sicilia e nel Plateau Ibleo lungo il margine settentrionale dell'avampaese. Essa è in parte

sepolta dal fronte della catena nella Sicilia meridionale e nel Bacino di Gela;

c) una catena complessa, vergente verso E e SE, spesso a luoghi più di 15 km, costituita dalle Unità calabro - peloritane e dalle Unità appenniniche siciliane. Le unità più settentrionali sono generalmente collassate con l'apertura del Tirreno centro-meridionale.

Recenti indagini (CATALANO *et alii*, 1998, 2000 a, b; BELLO *et alii*, 2000) indicano che la catena siciliana (con esclusione dell'elemento calabro-peloritano) è caratterizzata da occidente ad oriente dalla sovrapposizione di corpi pellicolari derivanti dalla deformazione di originari domini di mare profondo meso-cenozoici (Sicilide, Imerese e Sicano) su un prisma, spesso 8-9 km, di unità tettoniche derivanti dalla deformazione dell'originario dominio di piattaforma carbonatica (conosciuto localmente come Ibleo, Trapanese, Saccense, Panormide). Il cuneo tettonico, così formato, poggia, a sua volta, sull'avampaese non deformato che affiora nel Plateau Ibleo e continua nel Canale di Sicilia (avampaese ibleo pelagiano).

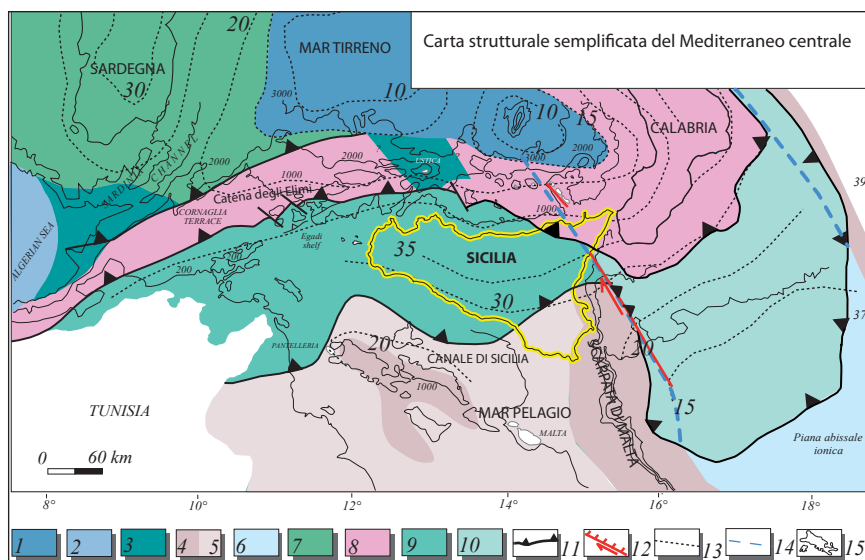


Fig. 6 - La carta illustra i differenti settori crostali della regione centrale del Mediterraneo (modif. da CATALANO *et alii*, 2002). Legenda: 1) crosta oceanica del Mar Tirreno (KASTENS *et alii*, 1987); 2) crosta oceanica del Bacino Algerino; 3) crosta continentale assottigliata kabilo e sarda; 4) crosta continentale (5 = assottigliata) africana; 6) crosta oceanica del Mar Ionio; 7) unità tettoniche sarde; 8) unità kabilo-calabridi; 9) unità siciliane-maghebidi; 10) prisma di accrezione ionico; 11) fronti di sovrascorrimento; 12) faglia con probabile componente transensiva (ridisegnata da CHAMOOT-ROOKE *et alii*, 2005); 13) isobate (in km) della Moho; 14) limite margine passivo-oceano ionico (secondo CATALANO *et alii*, 2001); 15) batimetria.

L'area rilevata comprende un segmento della catena settentrionale siciliana affiorante dai Monti di Termini Imerese alle Madonie e, verso nord, sommersa nell'area marina del margine continentale nord siciliano (vedi Fig. 2).

Vi affiorano, o sono sommerse, unità tettoniche embricate, costituite da rocce mesozoiche carbonatiche e silicee, di piattaforma e di mare profondo, derivanti dalla deformazione dei domini Sicilide, Panormide, Imerese e del bacino Numidico. Su questi terreni poggiano depositi terrigeni sintettonici deformati di età miopliocenica.

2 - IL MARGINE CONTINENTALE NORD-SICILIANO

L'individuazione e l'evoluzione del margine continentale nord siciliano vengono comunemente riferiti alla progressiva oceanizzazione dell'area sud tirrenica, evento interessato anche da episodi tettonici compressivi che si verificarono dopo il Pliocene inferiore (BARONE *et alii*, 1982; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987) determinando piegamenti e faglie inverse ad alto angolo.

Dal punto di vista morfostrutturale il settore marino del Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" ricade nell'area, ampia fino a circa 10 km, che si sviluppa in corrispondenza di una depressione (Bacino di Termini, PEPE *et alii*, 2003) colmata da depositi plio-pleistocenici (schema morfostrutturale in cornice). Questi ultimi, si sono accumulati tra i rilievi presenti lungo la costa (Monte San Calogero, Monti delle Madonie occidentali) ed una soglia (Alto di Termini) allungata in

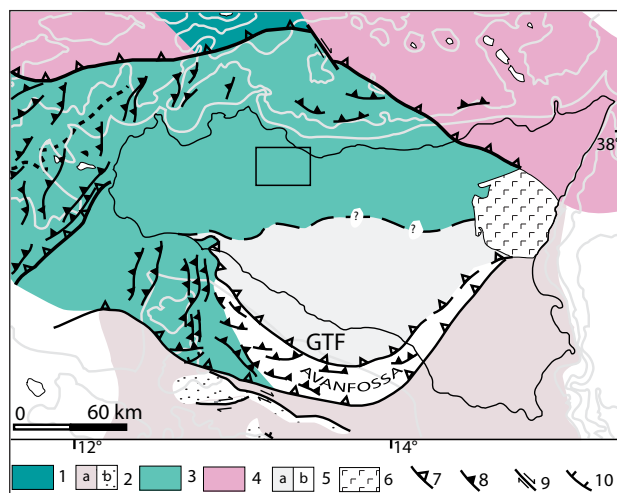


Fig. 7 - Carta strutturale della Sicilia e delle aree marine contermini (modificata da CATALANO *et alii*, 1996). 1) unità tettoniche kabilo sarde; 2) crosta continentale africana(a), carbonati clastici del Miocene (b); 3) unità Siculo-Maghrebidi; 4) unità Kabilo-Calabridi; 5) Falda di Gela (a), avanfossa plio-pleistocenica (b); 6) Vulcaniti; 7) faglie inverse; 8) fronti di sovrascorrimento; 9) Faglie trascorrenti; 10) Faglie dirette; GTF: Gela Thrust Front.

direzione ONO-ESE. Oltre il ciglio della piattaforma continentale, il fondo del mare si approfondisce rapidamente, raggiungendo profondità di ~1500 m in meno di 15 km, nel Bacino di Cefalù. Quest'ultimo è il più ampio tra i bacini peritirrenici (*sensu* SELLI, 1970) del margine nord siciliano. Verso nord, lo stesso è parzialmente confinato dall'alto strutturale del Monte Solunto (- 650 m), oltre il quale i fondali tornano ad approfondirsi fino ad incontrare il *seamount* Sisifo (- 1060 m), un edificio vulcanico calcalkalino dell'Arco delle Eolie. Più a nord, i fondali si approfondiscono rapidamente oltre i 2000 m (Fig. 2), superando i 3500 m nella Piana Abissale del Marsili.

La copertura sedimentaria, di età compresa tra il Tortoniano superiore e l'Attuale, rappresenta la deposizione sin- e post-tettonica di un margine continentale, e raggiunge spessori altamente variabili, dai 2000 m nel Bacino di Cefalù a meno di 100 m in corrispondenza del Monte Solunto. All'interno della successione plio-pleistocenica possono essere distinte due sequenze deposizionali principali separate da un'accentuata superficie di discordanza. Nel Bacino di Cefalù la sequenza superiore mostra evidenti geometrie divergenti dei riflettori, interpretabili come strutture prodotte dalla "crescita sin-tettonica" della successione sedimentaria. Le principali faglie dirette mostrano direzione NO-SE ed E-O con immersione verso i quadranti settentrionali. Esse confinano a sud con il Bacino di Cefalù, ma sono diffuse anche immediatamente a nord del Monte Solunto e nell'area del *seamount* Sisifo.

In sintesi, è possibile riconoscere, da nord verso sud, un assetto morfo-strutturale caratterizzato da alcune culminazioni principali (Monte Solunto, Alto di Termini, Monte San Calogero - Monti delle Madonie) separate dalle depressioni tettoniche del Bacino di Cefalù, sito nella scarpata continentale superiore, del Bacino di Termini, nella piattaforma continentale, e dei Bacini di Ciminna, Pizzo Bosco e Scillato, deposti sulla catena affiorante (schema in cornice).

Lo spessore della crosta è di circa 26 km sotto la costa nord siciliana; si riduce a 15 km nel Bacino di Cefalù, si ispessisce fino a circa 20 km sotto il Monte Solunto e diminuisce nuovamente a nord del *seamount* Sisifo dove la Moho è profonda 11 - 12 km (AGATE *et alii*, 2001 con bibliografia). Similmente, la profondità della base della litosfera diminuisce da ~ 70 km al di sotto della Sicilia settentrionale a meno di 40 km nella piana del Marsili (ANSORGE *et alii*, 1992 e relativi riferimenti bibliografici).

IV – INTRODUZIONE ALL’ASSETTO STRATIGRAFICO-STRUTTURALE

Nell’area ricadente nel Foglio “Termini Imerese - Capo Plaia” è stato riconosciuto un edificio tettonico formato da unità stratigrafico-strutturali (U.S.S.). Queste ultime sono state, a loro volta, separate in unità di rango inferiore (subunità) sulla base dei caratteri tettonici riconoscibili in superficie. Sono state distinte e descritte partendo da quelle strutturalmente più alte e dislocate, le seguenti unità di primo ordine (Tav. I):

1) **Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Sicilide**

- *Unità S.S. Tusa-Troina*: è l’unità più alta dell’edificio tettonico. Si riconoscono generalmente corpi geologici appartenenti alle argille varicolori inferiori (*l. s.*), alla formazione Polizzi e alle Tufiti di Tusa. Tali corpi appaiono spesso separati da scollamenti interni legati a forte disarmonia strutturale. L’Unità S.S. Tusa-Troina è riconoscibile lungo gran parte della fascia costiera del Foglio. Il settore di Capo Plaia è costituito da successioni marnose (membro TUT_1) ed arenacee (membro TUT_3) delle tufiti di Tusa.

Nel complesso i terreni sicilidi, largamente affioranti nei fogli adiacenti, sono qui raggruppati nella subunità Le Serre. Affiora nel settore di Capo Plaia, nel rilievo di Poggio Maria ed in quello delle Serre: quest’ultimo ricade nel settore di Capo Plaia solo per una piccola parte. La subunità risulta sovrascorsa, nel Miocene medio-superiore, sui terreni del flysch numidico afferenti all’Unità S.S. Cozzo Cicerata.

2) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino del flysch numidico

- *Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito*: questa unità è costituita dalle successioni del flysch numidico scollate **dall' originario** substrato carbonatico mesocenozoico. Costituiscono dei corpi voluminosi formati da scaglie tettoniche (cuneo tettonico) e limitati da superfici tettoniche di solito poco inclinate. Per la loro estensione e continuità interna rappresentano delle vere e proprie falde. Questi corpi si sovrappongono generalmente sulle coperture marnose serravalliane – tortoniane delle Unità S.S. più esterne (trapanesi e/o sicane) e fanno parte dell' Unità S.S. Godrano-Montemaggiore riconosciuta nell'adiacente Foglio “Caccamo” (Fig. 1).

3) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Bacino di Lercara (substrato permo-triassico)

Sono rappresentate da successioni terrigene, clastico-carbonatiche costituenti il substrato Permo-Triassico dei domini bacinali siciliani. Tali terreni oggi costituiscono corpi tettonici che, insieme al flysch numidico spesso sovrapposto, sono arrangiate in sistemi di sovrascorrimenti **tipo duplex**.

Si distinguono due principali U.S.S.

- *Unità S.S. Rasolocollo*: affiora nell'area ad est di Cerda;

- *Unità S.S. Roccapalumba*: affiora nel settore sud-occidentale del Foglio;

4) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Imerese

Comprendono successioni carbonatiche e silico-carbonatiche, triassico-paleogeniche e le coperture silico-clastiche del flysch numidico.

- *Unità S.S. Monte Cane - San Calogero*: l'unità affiora nel quadrante nord-orientale del Foglio e si continua in quello adiacente “Caccamo”. Distinguiamo al suo interno la subunità Trabia – **Cozzo** Pideri (l'unità prosegue nell'attiguo Foglio “Caccamo”); la subunità di Monte San Calogero che prosegue a nord, sepolta nella fascia costiera; la subunità di Caccamo-Monte Rotondo (proseguizione orientale del corpo affiorante nel Foglio “Caccamo”).

- *Unità S.S. Monte dei Cervi*: affiora nelle Madonie occidentali tra Collesano e Polizzi Generosa e si prolunga nella regione a nord di Collesano dove il substrato carbonatico meso-paleocenico è coperto dall'unità del flysch numidico.

- *Unità S.S. Sclafani – Caltavuturo*: affiora nei dintorni dei due centri abitati di Sclafani Bagni e Caltavuturo.

5) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Panormide

- *Unità S.S. Dipilo – Carbonara*: rappresenta l'emergenza tettonica del substrato carbonatico meso-cenozoico con facies di transizione Panormide-Imerese. Distinguiamo al suo interno la subunità Dipilo, la subunità Carbonara e la

subunità Cozzo S. Biagio (settore Capo Plaia). La prima, che affiora parzialmente nel settore nord orientale nella regione a sud di Gratteri, ricopre per *thrust* la subunità Carbonara che si continua nell'adiacente Foglio "Castelbuono". A nord di Gratteri la subunità Dipilo appare ricoperta dai terreni del flysch numidico. La subunità Cozzo S. Biagio è costituita da terreni della *ara*, dolomie di probabile età triassica (Norico) e depositi riferibili alla formazione Gratteri affioranti in corrispondenza dell'alto strutturale di Cozzo S. Biagio. La subunità è confinata da faglie ad alto angolo, riferibili all'evento traspressivo pliocenico (Evento II, cfr. Titolo VII), che la giustappongono ai terreni del flysch numidico. Non si esclude che la subunità Cozzo S. Biagio possa essere considerata l'emergenza strutturale della subunità Dipilo.

6) Unità S.S. derivanti dalla deformazione del Dominio Trapanese

- *Unità S.S. Vicari-Le Rocche*: affiora nell'estremo settore meridionale del Foglio presso la Stazione di Roccapalumba (località Mulino Fiaccati).

* * *

Le unità tettoniche impilate nella catena sono ricoperte, in discordanza, dalle unità sedimentarie, depositatesi nei bacini sintettonici di avanfossa (bacini messiniano-pliocenici) e poi coinvolte nelle fasi tardive della deformazione. Nel settore di Capo Plaia il substrato mesocenoico deformato è ricoperto con limite inconforme dai depositi sinorogeni (Trubi con intercalazioni calcarenitiche) controllati dalla deformazione pliocenica. Con limite inconforme, associato ad un'ampia lacuna stratigrafica, poggiano i depositi marini e continentali ascrivibili all'intervallo Pleistocene medio-Olocene (cfr. § VI.5, sintemi quaternari).

Per comodità di lettura e di consultazione anticipiamo alcune considerazioni sull'evoluzione tettonica neogenico-pleistocenica dei terreni affioranti. Quest'ultima risulta caratterizzata dal succedersi di due eventi deformativi principali (con caratteri compressivi):

- durante il primo evento (Miocene inferiore-medio), si è determinata la sovrapposizione delle unità bacinali (Unità Sicilidi, Unità Imeresi, Unità del flysch numidico, Unità Sicane) sulle successioni di piattaforma carbonatica lungo contatti a basso angolo;

- nel secondo evento (Miocene superiore-Pleistocene inferiore), sviluppatosi a livelli strutturali più profondi, si è originata la deformazione della piattaforma carbonatica (Trapanese, nel Foglio) in unità tettoniche e la rideformazione dei piani di contatto formatisi nella prima fase; queste deformazioni **sono associate** a strutture traspressive (pieghe, sovrascorrimenti, faglie inverse ad alto angolo) e trassensive.

I contatti ad alto angolo legati alla seconda fase producono: a) l'anomala sovrapposizione di parti delle unità mesocenoiche di piattaforma su quelle di bacino, invertendo gli originari rapporti di **sovrascorrimento** che si erano **originati** durante la prima fase. Inoltre, la seconda fase è responsabile dell'ulteriore raccorciamento ed attuale posizione strutturale delle Unità di bacino.

I caratteri strutturali di ciascuna unità e l'evoluzione cinematica delle strutture verranno descritti più avanti nel titolo VII - Tettonica e Analisi Strutturale.

V - GEOMORFOLOGIA

1 - ASSETTO GEOMORFOLOGICO A TERRA

1.1 - INTRODUZIONE ED OROGRAFIA

L'area del Foglio 609-596 “Termini Imerese-Capo Plaia” comprende un'ampia vallata attraversata dai fiumi Torto, Imera settentrionale (o Fiume Grande) che definisce il limite fisico fra il massiccio montuoso delle Madonie ad est e il gruppo dei Monti di Trabia – Termini Imerese a nord-ovest. La sua configurazione geomorfologica è essenzialmente dominata dall'esistenza di due differenti paesaggi di cui uno tipicamente collinare, caratteristico della grande depressione centrale, e uno prettamente montuoso, peculiare delle aree circostanti più elevate (AGNESI *et alii*, 1998).

Le aree collinari sono costituite da piccoli rilievi generalmente arrotondati, con versanti disuniformi e debolmente inclinati, essenzialmente modellati da movimenti in massa e dalle acque correnti superficiali; le cime più significative sono Pizzo Bosco (692 m s.l.m.), Monte Scardilla (600 m s.l.m.), Monte Roccelito (1145 m s.l.m.), Cozzo Rasolocollo (553 m s.l.m.), la rocca di Selafani Bagni (812 m s.l.m.), Rocca di Sciara (1080 m s.l.m.), Pizzo San Angelo (606 m s.l.m.), Pizzo Giammarusa (1064 m s.l.m.) e Cozzo Cicerata (500 m s.l.m.).

Le aree montuose sono dominate da estesi massicci o aspri rilievi, delimitati da versanti da mediamente a fortemente inclinati, dove si ha la presenza di forme del rilievo dovute alla tettonica, alla morfoselezione, al carsismo, a

processi di spianamento ed a fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV); le quote più alte si raggiungono in coincidenza di Monte San Calogero (1326 m s.l.m.), Pizzo Dipilo (1385 m s.l.m.) e Monte dei Cervi (1794 m s.l.m.) che rappresenta la cima più elevata dell'area in esame.

L'assetto geomorfologico è il risultato della combinazione dell'azione di processi endogeni ed esogeni (HUGONIE, 1979; 1981-82): da una parte movimenti tettonici del tipo fagliazione a blocchi sono stati responsabili della genesi di zone di basso ed alto strutturale, sulle quali si sono rispettivamente impostati bassi e alti topografici; dall'altra, l'erosione selettiva ha ulteriormente accentuato i dislivelli fra queste due aree grazie alla presenza, nei bassi topografici/strutturali, di rocce "tenere" (litologie a componente argillosa, marnosa o sabbiosa delle unità tardorogene, sicilidi, numidiche, lercaresi e dei termini più recenti delle successioni imeresi, panormidi e trapanesi) e, negli alti topografici/strutturali, di rocce "dure" (carbonati di piattaforma o di scarpata continentale costituenti le unità panormidi o la base delle successioni imeresi e trapanesi). Complessivamente si assiste, quindi, ad una generale congruenza fra topografia e struttura geologica, grazie anche all'esistenza di un edificio montuoso contrassegnato dalla presenza di rocce tenere sovrapposte, stratigraficamente o tettonicamente, a rocce dure (AGNESI *et alii*, 2000).

1.2 - IDROGRAFIA

Il deflusso superficiale dell'area studiata viene essenzialmente svolto ad opera della rete idrografica dei fiumi Torto, Imera settentrionale e Piletto che drenano le loro acque nel Golfo di Termini Imerese, lungo il litorale tirrenico della Sicilia. I bacini fluviali dei primi due corsi d'acqua occupano, infatti, gran parte del territorio dell'area in esame; i loro limiti di spartiacque sono qui costituiti da linee più o meno articolate che congiungono Monte San Calogero, Cozzo Grattaccio (838 m s.l.m.) e Monte Rotondo (919 m s.l.m.) ad ovest (versanti occidentali della valle del Torto) e Monte Bovitello (430 m s.l.m.), Monte d'Oro (808 m s.l.m.), Monte Cucullo (1416 m s.l.m.), Monte Carca (1384 m s.l.m.), Monte dei Cervi e Pizzo Colla (1620 m s.l.m.) a est (versanti orientali della valle dell'Imera settentrionale). Lo spartiacque che, a sua volta, separa i bacini dei due fiumi in esame è costituito da un allineamento N-S di piccole colline, passante per le cime di Cozzo Rasolocollo, Monte Roccelito e Cozzo Vallefondi (1035 m s.l.m.).

Le restanti aree appartengono, a nord-ovest, ai bacini idrografici del Fosso San Leonardo e di altri torrenti minori, fra i quali Vallone Barallina (Barratina) e Tre Pietre (estremità); a nord-est alle zone di alimentazione del Fiume Pollina (qui denominato Vallone Madonie - Vallone di Montaspro) e di corsi d'acqua

minori, fra i quali Torrente Roccella, Torrente Armizzo e Torrente Piletto con i suoi tributari. Per questi ultimi bacini, la zona di spartiacque più significativa passa per il massiccio di Pizzo Dipilo.

Direzione e verso di deflusso dei principali corsi d'acqua sono indubbiamente condizionati dalle pendenze regionali che, a causa della disposizione est-ovest della catena siciliana e della vicina linea di costa a nord, hanno qui favorito l'origine di aste fluviali a prevalente sviluppo nord-sud con verso di scorrimento rivolto a nord (CONTINO, 2002). I tratti in cui i fiumi sono costretti a deviazioni verso est (Fiume Torto) o verso ovest (Fiume Imera settentrionale), assumendo per segmenti più o meno brevi direzione est-ovest, sono conseguenza dell'adattamento della rete idrografica alla presenza di ostacoli topografici e litologici, quali i rilievi montuosi di Monte San Calogero e Monte dei Cervi costituiti da rocce prevalentemente dure.

Situazioni opposte di apparente inadattamento si hanno, invece, in coincidenza delle numerose gole fluviali (valloni della Pernice e Costa Sulla nei versanti nord-occidentali e sud-orientali di Monte San Calogero; Fiume Imera settentrionale nel tratto di Costa Guggino; Torrente di Caltavuturo nei pressi di Cozzo Ebreo (AGNESI *et alii*, 1999); più corsi d'acqua minori lungo i pendii meridionali e occidentali di Monte dei Cervi; Torrente Roccella in prossimità di Collesano; Vallone Cavalleresca nell'area di Gratteri), la cui origine è verosimilmente riconducibile a processi di sovrimposizione/antecedenza conseguenti al progressivo abbassamento del livello di base dell'erosione. Per il resto, i corsi d'acqua danno luogo a valli essenzialmente a V, con versanti da debolmente a mediamente inclinati a seconda delle rocce presenti, od a valli a fondo piatto per le aste di ordine maggiore.

Lo sviluppo della rete secondaria segue complessivamente le pendenze locali, con segmenti idrografici all'incirca ortogonali ai fiumi principali; questi segmenti tendono a loro volta a ramificarsi densamente in più direzioni, a causa delle blande inclinazioni dei versanti e dell'esistenza di un substrato roccioso essenzialmente impermeabile e facilmente erodibile. La configurazione della rete idrografica dà così luogo ad un *pattern* fluviale generalmente dendritico e, in qualche caso parallelo, quest'ultimo tipico dei pendii più acclivi e delle aree con corpi di frana allungati che costringono i segmenti fluviali ad impostarsi ai loro margini. Vanno, infine, segnalati i drenaggi a pettine nelle aree a calanchi (Contrada San Pietro, Contrada Ottosalme, aree a sud e a est di Pizzo San Angelo), di tipo traliccio curvilineo nella brachisclinale fagliata dell'area di Monte Riparato, di tipo radiale centrifugo nella brachianticlinale fagliata di Monte dei Cervi e di tipo rettangolare lungo la rete idrografica del Torrente Piletto, dove le aste fluviali presentano più deviazioni ad angolo retto assumendo disposizioni alternativamente SE-NO e NE-SO controllate dalla struttura. In quest'ultimo caso, una di queste deviazioni

(vicinanza di Case Failla) sembra indicativa di un processo di cattura fluviale dovuto alla probabile erosione regressiva del Rio Campella a spese del tratto fluviale immediatamente più a monte che, originariamente, doveva alimentare la rete idrografica dell'attuale Vallone Salaverde, drenando le sue acque direttamente nell'area costiera di Mazzaferro. Le evidenze di questo processo sono testimoniate dal gomito di cattura di Casa Failla, dalla sella di valle morta tra Poggio Maria e Cozzo Cicerata e dalla troncatura, nella sua zona di testata, della rete fluviale del Vallone Salaverde.

1.3 - LE FORME DEL RILIEVO

Le forme del rilievo presenti nell'area studiata (Fig. 8) hanno avuto origine nel corso di più fasi morfogenetiche durante le quali l'azione dei processi esogeni è stata condizionata, direttamente o indirettamente, da fattori climatici e strutturali. Sulla base dell'associazione fra forme del rilievo e condizioni geologiche, è possibile distinguere quattro grandi settori (pedemontano, dei rilievi carbonatici, dei rilievi carbonatico-silicoclastici e costiero; quest'ultimo settore sarà descritto nel paragrafo successivo - V.2) con differente assetto geomorfologico.

Il settore pedemontano è rappresentato dalle aree collinari costituite da rocce a prevalente componente argillosa. La sua evoluzione è stata, essenzialmente, controllata dall'azione dei corsi d'acqua che hanno scavato grandi e piccole vallate. Fra le morfologie fluviali si riconoscono: forme prodotte da processi di incisione, di erosione laterale e deposizione. Forme di incisione, conseguenti all'abbassamento del livello di base dell'erosione, sono valli a V su rocce tenere, vallecicole a conca con pendii fortemente degradati e rare e brevi gole fluviali su rocce dure, come quelle nei conglomerati e nelle arenarie più cementate della formazione Terravecchia a Costa Guggino e nelle unità carbonatiche esumate di Cozzo Ebreo. Forme legate a processi di erosione laterale, innescatisi durante le fasi di stazionamento del livello di base, sono costituite da ripe o scarpate fluviali attive o relitte e da superfici di erosione fluviale situate a differenti quote, talvolta ricoperte da depositi alluvionali, appartenenti a più ordini di terrazzi fluviali, i cui termini più antichi raggiungono un dislivello massimo dal fondovalle di circa 100 metri nell'area di Cozzo Gracello. Forme riconducibili a processi di deposizione sono le pianure alluvionali attuali dei tratti medio-bassi dei fiumi Imera settentrionale, Torto e San Leonardo.

I versanti vallivi di questo settore sono spesso dissestati da processi di dilavamento e da frequenti movimenti franosi superficiali (ALFIERI *et alii*, 1994; AGNESI *et alii*, 1999; CONTINO, 2002). Le forme di ruscellamento consistono solitamente in superfici dilavate, rivoli e solchi con accumuli colluviali, più o

meno estesi, situati al loro piede; oppure in calanchi e forme analoghe presenti dove le rocce argillose danno luogo a versanti più inclinati (Contrada San Pietro, Contrada Ottosalme, aree a sud e a est di Pizzo San Angelo).

I movimenti franosi sono, invece, le forme più diffuse e significative. Nella carta geologica sono stati cartografati sia i più significativi orli delle scarpate principali, che costituiscono il limite superiore della zona da cui si è distaccato il materiale in frana, sia i numerosi accumuli di frana. Questi ultimi, possono essere attivi (ovvero mobilizzatisi o rimobilizzatisi durante gli ultimi cicli stagionali) o quiescenti (non attivatisi negli ultimi decenni sebbene le cause non siano state eliminate). Si tratta soprattutto di frane di tipo colamento e, in subordine, scorrimento/colamento che, a seconda della lunghezza dei versanti, danno luogo a lingue lunghe mediamente da 0,5 a 2 km, fino a un massimo di circa 3-4 km, se lo sviluppo dei versanti lo consente (area di Sciara); le larghezze medie sono di circa 250 m e quelle massime, essenzialmente misurate al piede delle frane, di quasi 2 km; gli spessori sono compresi fra 5-10 m per i piccoli movimenti e quasi un centinaio di metri per i corpi di maggiore dimensione. Fra le frane più grandi si segnalano le colate di detrito o di fango prodottesi a seguito di eventi meteorici critici; queste frane consistono in miscele di acqua più detrito/fango insinuatesi lungo i fondovalle e accumulatesi sotto forma di conoidi di deiezione allo sbocco delle stesse valli lungo le pianure alluvionali o lungo le piane della fascia costiera. Le cause della franosità vanno ricercate: nella presenza di rocce spesso alterate a componente argillosa; nelle elevate energie del rilievo determinatesi a seguito dei processi di approfondimento della rete fluviale; nello scalzamento basale operato dai corsi d'acqua negli scuotimenti sismici, come per la frana di Cerda (AGNESI *et alii*, 2005), a nord est del centro abitato, attivatasi durante il terremoto di Palermo del 6 settembre 2002; negli eventi meteorici stagionali o eccezionali (CRINÒ, 1920; SORRISO-VALVO *et alii*, 1994; AURELI *et alii*, 2008); nell'attività dell'uomo. La presenza di potenti accumuli di detrito stratificato e cementato delle fasi più fredde del Pleistocene, con spessori di decine di metri (Piano Zucchi), contribuisce inoltre ad appesantire i versanti, determinando ulteriori condizioni di disequilibrio (AGNESI *et alii*, 1996; 1998).

Sempre nel settore pedemontano va, infine, menzionata l'esistenza di forme strutturali derivate, presenti laddove si ha l'interposizione di rocce dure fra rocce tenere, quali la grande brachisinclinale dell'area di Monte Riparato (dove localmente sono riconoscibili scarpate di morfoselezione e rilievi monoclinali di tipo *cuesta*, *hogback* o *flatiron*) e modesti rilievi monoclinali in coincidenza dei livelli carbonatici e quarzarenitici presenti all'interno del flysch numidico.

Nel settore dei rilievi carbonatici (area di Pizzo Dipilo), la presenza delle rocce solubili delle unità Panormidi ha consentito lo sviluppo di processi di dissoluzione carsica, con formazione di numerose forme, piccole e grandi, fra le

quali le più significative sono doline e depressioni tettono-carsiche. La presenza di rocce conservative ha altresì permesso il mantenimento di antichi lembi relitti di superfici di spianamento, generatesi durante fasi di stazionamento del livello di base dell'erosione. Vanno, inoltre, menzionati i grandi versanti e le scarpate di faglia che delimitano il massiccio di Pizzo Dipilo, con altezze massime di un centinaio di metri accentuate, in termini di profondità topografica, dall'erosione selettiva (AGNESI *et alii*, 1998 e 2000).

Il substrato del settore dei rilievi silico-carbonatici (aree di Monte dei Cervi e di Monte San Calogero) è costituito da rocce eterogenee delle successioni del Bacino Imerese. L'alternanza di litologie a differente grado di erodibilità è responsabile della presenza di forme riconducibili alla morfoselezione o a fenomeni di DGPV; la loro origine è ragionevolmente successiva a condizioni di aumentata energia del rilievo che si sono determinate nell'area studiata. In particolare: il massiccio di Monte dei Cervi, nel suo insieme, costituisce una grande brachianticlinale fagliata, con superfici strutturali lungo i suoi fianchi meridionali e orientali e con grandi scarpate o versanti di faglia/linea di faglia lungo i pendii occidentali e settentrionali; Monte San Calogero e alcune più modeste cime isolate (Monte d'Oro, Rocca di Sciara, la rocca di Sclafani Bagni e Costa Giuffaria) danno complessivamente luogo a più rilievi monoclinali fagliati di tipo *cuesta* o *hogback*. Nelle aree sommitali di Monte dei Cervi e di Monte San Calogero sono altresì presenti grandi depressioni fluvio-carsiche e di morfoselezione (la cui direzione di sviluppo è condizionata dall'orientamento delle principali direttrici tettoniche). Profondi *canyon* fluvio-carsici si riconoscono in più tratti della rete idrografica (AGNESI *et alii*, 1999). Nel settore di Pizzo Bosco sono presenti forme di soluzione nei gessi, quali doline e *karren* (AGNESI *et alii*, 2003).

2 - MORFOLOGIA COSTIERA E MARINA

2.1 - LA FASCIA COSTIERA EMERSA

L'attuale configurazione morfologica della fascia costiera emersa del Golfo di Termini è il risultato della complessa interazione tra processi fluviali e marini che hanno contraddistinto la dinamica sedimentaria tardo-aterniana.

Tra Capo Zafferano (Foglio "Palermo") e l'abitato di Termini Imerese la costa è prevalentemente alta con l'interruzione di piccole spiagge ciottolose. Questo assetto si riflette sugli antistanti fondali dove si osserva la prosecuzione degli affioramenti rocciosi al di sotto del livello marino. La copertura sedimentaria recente è quasi ovunque del tutto assente e sul fondale affiora una superficie d'abrasione marina delimitata da rotture di pendio concave e convesse.

Nel settore centrale ed orientale del golfo, invece, la costa è bassa ed è costituita da spiagge di sabbia e ciottoli. Un esteso lido orientato ENE – OSO occupa tutto il settore centrale del golfo e risulta abbastanza rettilineo, ad eccezione di due piccole estroflessioni in corrispondenza delle foci dei fiumi Torto ed Imera settentrionale i cui apporti, assieme a quelli di alcuni corsi d'acqua minori (torrenti Barratina e Piletto), hanno alimentato gli elementi della piattaforma interna. Il Fiume San Leonardo, che sfocia ad ovest dell'abitato di Termini Imerese, non trasporta più sedimenti a mare; di conseguenza la foce deltizia risulta in progressivo arretramento (CONTINO, 2005) in seguito alla costruzione della diga Rosamarina, alla fine degli anni ottanta.

Il settore costiero pianeggiante tra Termini Imerese, Campofelice di Roccella e Capo Plaia è dominato da una successione di terrazzi marini (CONTINO, 2002) generati dall'interazione tra le oscillazioni eustatiche quaternarie ed il sollevamento tettonico della fascia costiera (HUGONIE, 1981-1982). Nel settore di Capo Plaia questa successione è costituita da lembi residui di più piattaforme di abrasione poste a quote crescenti (da 0 fino a ~ 270 m s.l.m.), spesso ricoperte da corpi sedimentari con facies da continentali a marine, separate da grandi paleofalesie o più piccole ripe di erosione marina. Sono presenti almeno tre ordini di terrazzi marini costituiti da piattaforme di abrasione marina, continue lateralmente per molti chilometri e larghe fino a 1 km circa, che si sviluppano dall'attuale livello del mare fino alla quota di circa 150 m s.l.m.; e da paleofalesie alte da 5-30 m (località Passitano e Torre Tonda) fino a qualche centinaio di metri (paleofalesie degradate che bordano la fascia costiera e che costituiscono il versante nord-occidentale de Il Monte - Poggio Maria e i pendii settentrionali di Poggio Maria – Cozzo Cicerata). Tali terrazzi sono intagliati sulle rocce del substrato cenozoico e sono spesso ricoperti da depositi prevalentemente di spiaggia che talvolta passano a termini più prettamente marini o continentali.

Il terrazzo databile al Tirreniano presenta una superficie di abrasione marina e si estende per 1 km, dal livello del mare fino a una quota massima di ~25 m s.l.m. Sui depositi tirreniani poggia, verso mare, un cordone litorale olocenico che delimita alcune aree palustri oggi bonificate (CONTINO, 2005). Il rilievo del cordone è stato quasi interamente livellato a seguito dei lavori agricoli. Su quest'ultimo si estende, verso nord, la spiaggia attuale, sabbiosa o ciottolosa, interrotta dal delta del San Leonardo e dalle foci dei fiumi Torto, Imera settentrionale e Piletto.

2.2 - CARATTERI MORFOLOGICI GENERALI DELLA PIATTAFORMA CONTINENTALE

Il Golfo di Termini Imerese, nel quale insiste l'area marina del Foglio 609, espone una piattaforma continentale poco acclive, con pendenza media di 1° che,

nel settore occidentale, in prossimità del promontorio di Capo Zafferano, aumenta fino a raggiungere valori di 2.7° . Nel settore compreso tra Capo Zafferano ad ovest e Capo Plaia ad est, l'ampiezza della piattaforma aumenta passando da 1,5 ad 8 km. La morfologia della piattaforma continentale non è molto articolata, ad eccezione di limitate zone sottocosta dove affiora il substrato roccioso.

Il limite esterno della piattaforma continentale è un ciglio avente profondità comprese fra i -130 m e i -140 m ed ubicato ben oltre il limite settentrionale del Foglio. Il bordo, di tipo deposizionale, presenta geometrie progradanti, ma localmente è eroso dalle testate dei *canyon*; questi ultimi fra loro paralleli, solcano la scarpata superiore con andamento ortogonale. La scarpata superiore risulta molto ripida nel lato occidentale, e meno acclive nella parte centrale del golfo.

La piattaforma interna mostra irregolarità morfologiche, particolarmente numerose nel settore occidentale del golfo, rappresentate dagli alti morfologici allungati in direzione NO-SE (circa paralleli alla linea di costa), da rotture di pendio, falesie sommerse (che delimitano terrazzi d'abrasione marina), affioramenti rocciosi e paleovalvei fluviali ricoperti da sedimenti.

Un'estesa superficie di abrasione (Fig. 9) al tetto di un alto topografico, collegato alla terraferma è stata riconosciuta in prossimità dell'abitato di Termini Imerese, ad ovest della foce del Fiume San Leonardo. L'alto risulta parzialmente coperto dai sedimenti attuali e colonizzato dalla prateria a *Posidonia oceanica* (L. DE LILE) che si estende per circa due chilometri lungo la linea di costa, fino ad una profondità di circa 15 metri.

La piattaforma continentale interna è occupata da un sistema deposizionale costiero progradante che appare come il risultato dello sviluppo degli apparati deltizi dei Fiumi Barratina, Torto, Imera settentrionale, Roccella e Piletto, in età tardo-olocenica. Nella fase attuale, il cuneo regressivo sottomarino è notevolmente esteso verso il largo, fin quasi a raggiungere il ciglio della piattaforma continentale.

Il prisma costiero sommerso è composto da due elementi deposizionali, riconoscibili dall'andamento dei lineamenti morfologici superficiali e sepolti: il fronte deltizio e la scarpata di prodelta. Il primo, esteso dalla zona di spiaggia fino ai 20-25 m di profondità, si riconosce per la sua topografia sottomarina piatta o a debole pendenza ($< 0,3^\circ$); il secondo, che raggiunge i -90 m di profondità, mostra una superficie deposizionale leggermente convessa con pendenze variabili tra 1° e 2° . Verso il largo, questo orizzonte si raccorda dolcemente con la superficie deposizionale della piattaforma esterna, dove i depositi deltizi sono assenti.

Questo prisma deposizionale costiero si è formato durante l'attuale fase di stazionamento alto del livello marino relativo (nell'Olocene medio-superiore), sotto l'azione combinata dei processi fluviali e dei processi marini (GENSOUS *et alii*, 1993; CORREGGIARI *et alii*, 2001). Infatti, il moderno sistema di dispersione del sedimento è controllato dalla variabilità stagionale ed annuale del moto ondoso

e del regime fluviale, i due principali agenti idrodinamici del sistema analizzato.

L'immissione delle acque dolci in mare avviene secondo un flusso ipopicnale che forma uno strato torbido, galleggiante sopra le masse d'acqua salata. Le foto aeree mostrano come, durante i periodi di piena, in corrispondenza delle foci fluviali i pennacchi torbidi fluiscano verso est lungo la costa. I processi marini ridistribuiscono i sedimenti fluviali, cosicché il cuneo regressivo tardo-olocenico viene a formare una fascia parallela alla riva, quasi ininterrotta nel settore centro-orientale del golfo.

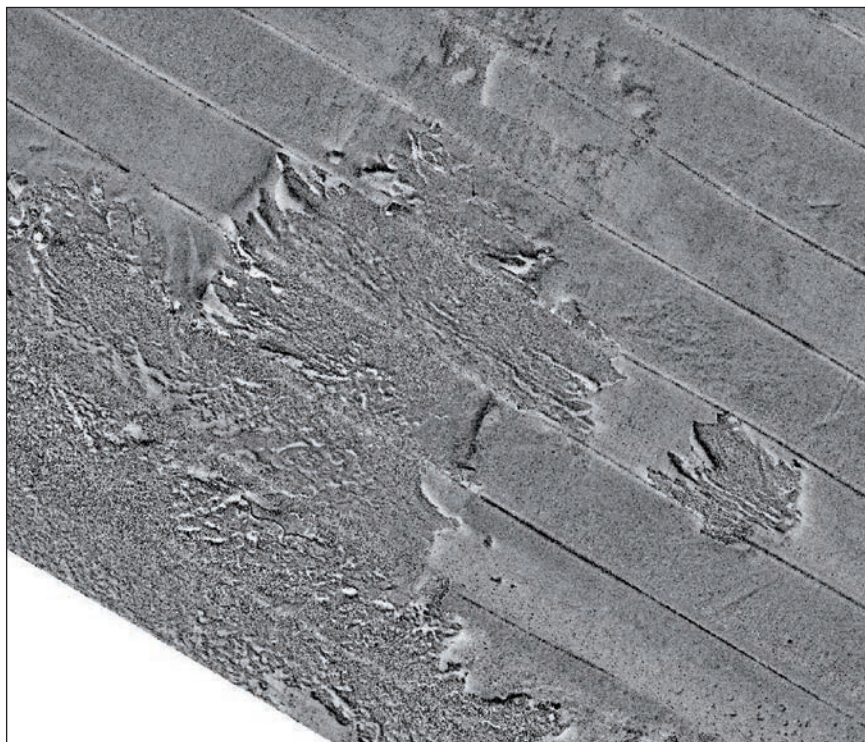


Fig. 9 - Affioramenti del substrato roccioso (a sinistra) sepolti dai sedimenti fini del cuneo olocenico (destra). Il substrato roccioso è colonizzato da *Posidonia oceanica* (DELILE). Settore occidentale del Golfo di Termini Imerese.

VI - STRATIGRAFIA

1 - LITOSTRATIGRAFIA

Il criterio principale usato nel raggruppare i vari terreni è quello litostratigrafico come univocamente stabilito per i fogli CARG del territorio nazionale. Lo schema in cornice riporta le unità litostratigrafiche inserite in un quadro cronostatigrafico. Lo schema comprende: a) unità litostratigrafiche già formalizzate (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-65; RIGO & BARBIERI, 1959; PATACCA *et alii*, 1979) e in questa sede revisionate ed emendate nei loro caratteri litologici, biostratigrafici, cronostatigrafici e modificate nelle sezioni-tipo, ma non ancora validate dalla CIS; b) un gruppo di unità litostratigrafiche in via di formalizzazione; c) le unità “storiche” e, infine, d) le unità litostratigrafiche informali. Di alcune delle unità “formali”, sebbene revisionate, sono stati mantenuti i nomi di origine, come suggerito nella “Guida Stratigrafica internazionale” (SALVADOR, 1994). Litostratigrafia, rapporti stratigrafici e appartenenza paleogeografica delle associazioni litologiche riprendono lo schema litostratigrafico di L. BASILONE presentato alla Riunione CIS di Palermo nel 2001.

Dettagliate interpretazioni paleoambientali accompagnano più generali annotazioni sugli ambienti deposizionali, in relazione alla maggiore o minore quantità di informazioni reperite.

L'analisi delle facies e lo studio stratigrafico dei terreni affioranti hanno consentito di riconoscere caratteristiche litologiche distinte, riconducibili alla appar-

tenenza delle successioni mesocenoiche a differenti originari domini (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982 a; MONTANARI, 1989; CATALANO *et alii*, 1996 con bibliografia; DI STEFANO *et alii*, 2002). L'analisi stratigrafica è stata, a luoghi, integrata con le metodologie dell'analisi stratigrafico-sequenziale (BASILONE, 2000) applicata, in particolare, alle successioni del Bacino Imerese affioranti nel Foglio.

I differenti domini paleogeografici si svilupparono sul margine continentale africano e nell'oceano tetideo (nelle diverse accezioni note dalla letteratura) prima dell'instaurarsi della deformazione compressiva.

Le successioni "tetidee" siciliane corrispondono ai corpi rocciosi formati nel Dominio Sicilide (OGNIBEN, 1960). In letteratura, queste successioni sedimentarie sono rappresentate da carbonati bacinali e depositi pelitico-arenacei del Giurassico superiore-Oligocene (Unità di Monte Soro e argille varicolori inferiori) e da successioni torbiditiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (flysch interni) più o meno scollate dal loro substrato. I depositi del margine continentale africano consistono di rocce carbonatiche e silico-carbonatiche di mare profondo del Mesozoico-Miocene inferiore (formatesi nei domini noti come Bacino Imerese e Sicano) e da rocce carbonatiche e carbonatico-pelagiche meso-cenoiche formatesi in domini localmente noti come Piattaforma Carbonatica PrePanormide, Panormide, Trapanese, Saccense e Ibleo-Pelagiana (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982 a, b; MONTANARI, 1989).

Depositi terrigeni, evaporitici e clastico-carbonatici mio-pleistocenici (successioni di avanfossa) si sovrappongono, con discordanza regionale, ai precedenti.

Le successioni e la loro appartenenza paleogeografica vengono riportati nello schema dei rapporti stratigrafici in cornice.

2 – BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA

2.1 - INTRODUZIONE

Negli ultimi anni, studi biostratigrafici di dettaglio hanno permesso di riconoscere nell'intervallo stratigrafico compreso tra il Serravalliano ed il Recente una dettagliata e moderna biostratigrafia basata sul plancton calcareo (foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei). L'utilizzo dei due gruppi permette una alta risoluzione, con la individuazione di intervalli della durata media di 0.2-0.4 milioni di anni. Basati generalmente su eventi di comparsa e di scomparsa dei *marker*, i limiti biozonali si sono rivelati strettamente isocroni, almeno nell'area mediterranea.

In alcuni intervalli stratigrafici anche la biostratigrafia integrata ha tuttavia una

risoluzione limitata, con il riconoscimento di intervalli più lunghi. In particolare tale problema riguarda la parte intermedia del Tortoniano (che copre un intervallo temporale di ben 2 Ma), dove è riconoscibile una sola biozona a foraminiferi, e due biozone a nannofossili calcarei, ciascuna approssimativamente della lunghezza temporale di 1 milione di anni. A tale problema di bassa risoluzione biostratigrafica si aggiunge il fatto che i depositi dell'intervallo miocenico citato, spesso rappresentati da sabbie o argille sabbiose, sono poveri in organismi planctonici, rendendo ancora più difficile la loro dettagliata attribuzione biostratigrafica (vedi più avanti). Sono state pertanto introdotte alcune "libertà cronostatigrafiche" quali quella di suddividere il lungo intervallo tortoniano (tra 11.6 e 7.25 Ma) in due parti in modo del tutto informale. Esse sono rispettivamente identificate come parte inferiore, e parte superiore del Tortoniano. Con riferimento alle Tab. I e II, alla parte inferiore sono stati ascritti i sedimenti riferibili alle biozone a foraminiferi a *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides obliquus* e alle biozone a nannofossili calcarei *Coccolithus miopelagicus*/*Discoaster kugleri* (pars) (MNN 7c), *Helicosphaera stalis*/*Coccolithus miopelagicus* (MNN 8a), *Helicosphaera stalis* (MNN 8b). Tale intervallo che ha una durata di circa 3.2 Ma è stato indicato come Tortoniano inferiore anche se tale intervallo temporale non è stato ancora codificato dal punto di vista formale.

Alla parte superiore (Tortoniano superiore) sono stati attribuiti i campioni riferibili alle biozone a *Neogloboquadrina acostaensis*, *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia suterae*, e alle biozone a nannofossili calcarei a *Discoaster bellus* (MNN 9), *Minilytha convallis*, *Coccolithus pelagicus*, *Amaurolithus primus* (pars). L'intervallo così definito ha una durata di circa 3.5 Ma.

Un ulteriore commento riguarda le conseguenze della recente definizione del limite Serravalliano-Tortoniano (Tab. II). Prima di tale definizione, il limite tra queste due unità cronostatigrafiche era convenzionalmente riconosciuto in coincidenza della comparsa di *Neogloboquadrina acostaensis*. In base alla recente definizione, accettata dagli organi internazionali, il limite è stato spostato in coincidenza di un livello più recente, corrispondente alla LCO (*Last Common Occurrence*) del nannofossile calcareo *D. kugleri* MARTINI & BRAMLETTE e praticamente coincidente con la LCO di *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMAN. Pertanto, vengono oggi riferiti al Serravalliano depositi prima ascritti al Tortoniano inferiore.

Per quanto riguarda il limite Oligocene-Miocene, esso è oggi riconoscibile, sulla base dei foraminiferi planctonici, dalla comparsa di *Globorotalia kugleri* (BOLLI), e non più dalla comparsa di *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), come riportato in IACCARINO (1985).

Tab. I - Biostratigrafia a plancton calcareo adottata per il Plio-Pleistocene, correlata con la cronostratigrafia e con le inversioni di polarità (modif. da DI STEFANO, 1998). Sono indicati i GSSP approvati (D) e quelli proposti (P). Per l'inquadramento cronostratigrafico è stata adottata l'impostazione storica. Per completezza di informazione è stata riportata la più recente suddivisione cronostratigrafica ratificata dalla IUGS (GIBBARD et alii, 2010).

Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità	Chron	Bioeventi a Foraminiferi planctonici
Cronostratigrafia									
GIBBARD <i>et alii</i> (2010)			Impostazione "storica"		GSSP	Età (Ma)	Polarità		

Lattimusa. Schemi biozonali che utilizzano i nannofossili calcarei, le belemniti, i crinoidi, le alghe calcaree, i foraminiferi bentonici (MATTIOLI & ERBA, 1999; BOWN & COOPER, 1998; BRALOWER *et alii*, 1989; MANNI & NICOSIA, 1994; NOCCHI, 1992; DE CASTRO, 1991) sono stati adottati anche con l'intento di tarare o sostituire ove necessario, le biozonazioni classiche ad ammoniti.

Per le associazioni a nannofossili calcarei del Giurassico superiore-Cretacico si è utilizzato lo schema biozonale di SISSINGH (1977), anche esso ben noto e ampiamente utilizzato a livello internazionale. Anche per questi campioni è stata formulata un'indicazione cronostratigrafica sulla base delle distribuzioni dei taxa riconosciuti e con riferimento a PERCH-NIELSEN (1985) che riprende lo schema biostratigrafico di SISSINGH (1977) per la distribuzione dei taxa considerati. Per i depositi di mare basso o di margine dell'intervallo Mesozoico si è fatto riferimento, di volta in volta, agli schemi biozonali di DE CASTRO (1991), per il Triassico-Giurassico, di CHIOCCHINI *et alii* (1994) per il Giurassico-Cretacico, di MONTANARI (1966) e CAMOIN (1982), per i calcari a rudistidi e ad orbitoidi.

Per le pelagiti dell'intervallo cretacico è stato adottato lo schema biozonale di CARON (1985) e quello a nannofossili calcarei di SISSINGH (1977).

Il ben noto schema biozonale a nannofossili calcarei di PERCH-NIELSEN (1985) che compara gli schemi di MARTINI (1971) con quelli di OKADA & BUKRY (1980) è stato utilizzato per l'Eocene, il Paleocene e l'Oligocene.

Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo eocenico si è utilizzato lo schema biozonale a foraminiferi planctonici proposto da TOUMARKINE & LUTERBACHER (1985). La sua applicazione non è stata sempre possibile a causa della povertà e della distribuzione molto irregolare di individui di *Hantkenina* spp. e del non buono stato di conservazione degli individui del genere *Globigerinatheka*, di difficile determinazione nel dettaglio specifico. Per ovviare a queste difficoltà, è stata usata la presenza di *Acarinina bullbrooki* (BOLLI) come indicatore dell'Eocene medio *s.l.* e delle forme riferibili al gruppo *Turborotalia cerroazulensis* (*T. cerroazulensis cerroazulensis*, *T. cerroazulensis cocoaensis*, *T. cerroazulensis cunialensis*) per il riconoscimento dell'Eocene superiore. Per i foraminiferi planctonici dell'intervallo oligocenico è stato utilizzato lo schema proposto da BOLLI & SAUNDERS (1985), mentre lo schema di IACCARINO (1985) è servito per le forme planctoniche del Miocene inferiore e del Langhiano.

Per i macroforaminiferi bentonici del Paleocene-Miocene sono stati utilizzati gli schemi di CAHUZAC & POIGNANT (1997) e SERRA-KIEL *et alii* (1998).

Per l'analisi biostratigrafica a foraminiferi planctonici neogenici, a partire dal Serravalliano, sono stati consultati gli schemi biostratigrafici più recenti (CITA 1975, emendato da SPROVIERI, 1993, per il Plio-Pleistocene; SPROVIERI *et alii*, 1996 e SPROVIERI *et alii*, 2002 per il Serravalliano-Messiniano).

Per le considerazioni biostratigrafiche basate sui nannofossili calcarei dell'in-

intervallo Miocene-Pleistocene sono state utilizzate le zone proposte da RIO *et alii* (1990) per il Plio-Pleistocene, le biozone riportate in SPROVIERI *et alii* (1996) per l'intervallo stratigrafico relativo alla parte alta del Tortoniano–Messiniano inferiore, e le biozone di FORNACIARI & RIO (1996) e FORNACIARI *et alii* (1996), emendate in parte in SPROVIERI *et alii* (2002) per la rimanente parte del Miocene .

3 - SISMOSTRATIGRAFIA

3.1 - INTRODUZIONE

L'interpretazione dei profili sismici multicanale e monocanale ha permesso l'identificazione di un corpo riflettente sommerso nel Golfo di Termini Imerese e, in particolare, nella fascia a nord dell'*offshore* del Foglio 609 - 593.

Il corpo riflettente sommerso mostra dal basso: a) pacchi di riflettori, fortemente deformati, corrispondenti alle successioni mioplioceniche di avanfossa, alle unità sedimentarie imeresi e alle unità di piattaforma carbonatica *s.l.*; b) un riflettore corrispondente ad una superficie di discontinuità a carattere erosivo di estensione regionale, correlabile con l'orizzonte Y, estesamente riconosciuto nel Mar Tirreno da SELLI & FABBRI (1971) e FABBRI & CURZI (1979) e che viene generalmente assegnato al tetto del Messiniano (Fig. 10); c) riflettori sovrastanti la superficie messiniana raggruppabili in unità sismostratigrafiche principali, tra loro separate da superfici di disconformità e interpretati come depositi di età plio-quadernaria.

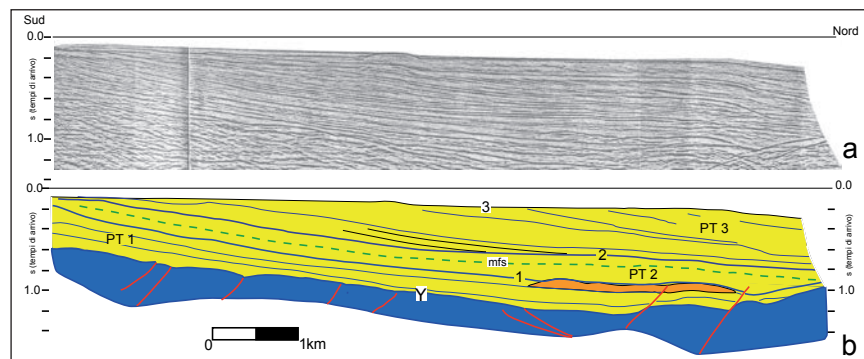
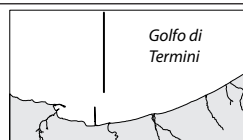


Fig. 10 - Profilo sismico a riflessione (a) la cui interpretazione (b) mostra la successione sequenziale plio-quadernaria. L'orizzonte Y è la superficie di erosione di estensione regionale fra la successione plio-quadernaria (in giallo) ed il substrato meso-cenozoico deformato (in blu). Le unità PT1, PT2, PT3 sono limitate da Y, 1, 2, 3. L'unità PT4 (SDTQ) non è riconoscibile alla scala di risoluzione di questa sezione. Area meridionale del Golfo di Termini Imerese.



Applicando i metodi dell'analisi sismostratigrafica sono state riconosciute varie unità sismostratigrafiche appartenenti, a partire dal basso, a depositi mesozoici-miocenici (Mm 1 - Mm 6; Fig. 11) e a depositi plio-quadernari (Pt 1 - Pt 4; Figg. 11, 12). In queste unità sono state riconosciute e distinte le relative facies sismiche che, pur in mancanza di calibrazione di pozzi profondi, sono state correlate con le unità litostratigrafiche affioranti.

3.2 – LE UNITÀ SISMOSTRATIGRAFICHE DEL SUBSTRATO

Mm1. L'unità è limitata al tetto da un riflettore ad alta ampiezza e velocità (4500 - 5500 m/s), talora correlabile con il *marker* sismico K, riconosciuto nelle aree adiacenti come corrispondente al tetto della formazione Amerillo. La geometria interna è variabile, da parallela a trasparente, la continuità laterale è media, mentre la frequenza dei riflettori è bassa. Gli spessori variano tra 1 e 1,8 s/t.w.t.. Il segnale è riferibile, per correlazione con unità sismiche calibrate da pozzi (es.

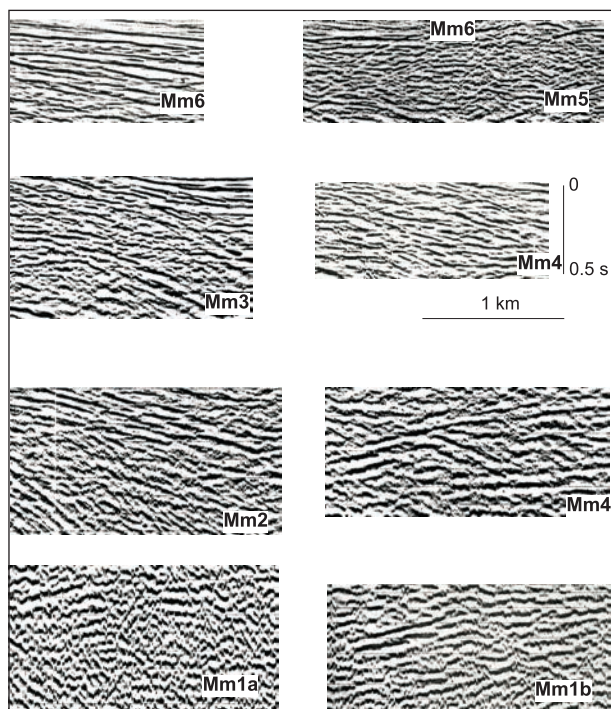


Fig. 11 - Esempi delle principali unità di facies sismica. Legenda: Mm 1a. facies di piattaforma carbonatica meso-cenozoica trapanese. Mm 1b. successioni di piattaforma carbonatica meso-cenozoica panormide. Mm 2. successioni carbonatiche bacinali meso-cenozoiche del dominio imerese. Mm 3. successioni terrigene oligomioceniche (flysch numidico). Mm 4. successioni carbonatiche di attribuzione incerto. Mm 5. successioni clastico-terrigene mioceniche. Mm 6. successioni evaporitiche messiniane.

Marineo 1 nella Sicilia occidentale, o i pozzi presenti nell'*offshore* della Sicilia occidentale), con le successioni meso-cenozoiche di piattaforma carbonatica.

In dettaglio, sono state riconosciute due subfacies che sono state associate a due diverse successioni di piattaforma carbonatica, che si differenziano sia per lo spessore (rispettivamente di 1,5 -1,8 s e di 1 -1,5 s) che per la facies sismica (variabilità nella continuità laterale e nell'ampiezza dei riflettori, differenti geometrie interne). Queste unità vengono riferite rispettivamente alle successioni trapanesi e a quelle panormidi.

Mm 2. L'unità è limitata al letto da un riflettore ad alta ampiezza e media continuità laterale, al tetto da un riflettore a medio-alta ampiezza e media continuità, la geometria interna è variabile, da parallela a caotica, a trasparente; la frequenza è media, lo spessore è variabile tra circa 0,5 e 1 s/t.w.t. E' associata, per continuità fisica con le successioni affioranti nel settore occidentale dell'area studiata (Monti di Trabia e di Termini Imerese) a successioni carbonatiche meso-cenozoiche di mare profondo (successioni del dominio imerese).

Mm 3. L'unità è limitata al letto da un riflettore a media ampiezza e al tetto da un orizzonte ad alta ampiezza; all'interno i riflettori presentano una geometria pseudo-parallela, la continuità laterale è media, la velocità intervallare varia fra 3200 e 3600 m/s, lo spessore è variabile tra 200 e 600 ms/t.w.t., la frequenza è medio-alta. Spesso è rappresentata da riflettori deformati con piccoli raggi di curvatura. A questa facies si associano le coperture terrigene del flysch numidico, per analogia con le unità sismostratigrafiche riconosciute nel settore centro-occidentale della Sicilia, dove si correlano fisicamente con le coltri numidiche affioranti.

Mm 4. E' limitata al tetto e al letto da un riflettore ad alta ampiezza e buona continuità laterale. La geometria interna è variabile da parallela a trasparente. Lo spessore medio è di 0.4 s/twt, la velocità intervallare di 3000 m/s. Questa unità, che si riconosce in sovrapposizione tettonica sull'unità 3, è correlabile con lo *stack* tettonico costituito dalle unità del flysch numidico, sicilidi e del substrato permo-triassico (formazione Mufara-Complesso di Lercara).

Mm5. E' caratterizzata da alta frequenza, ampiezza medio alta, scarsa continuità laterale. La geometria interna varia da caotica a trasparente, lo spessore è estremamente variabile, la velocità media è di 2800-3000 m/s. Questa facies, limitata superiormente da un riflettore ad alta ampiezza, la cui continuità varia da alta a media, è associata alle successioni clastiche ed arenaceo-argillose mioceniche.

Mm 6. A luoghi, è caratterizzata da una doppietta di riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale e rappresenta una superficie di *onlap* per i riflettori soprastanti. In alternativa, spesso nelle depressioni, si riconoscono riflettori con alta ampiezza e frequenza e continuità laterale media, la cui geometria interna è parallela, solitamente concorde con i riflettori sopra e sottostanti. Talora è costituita da una coppia di riflettori al tetto e al letto ad alta ampiezza e frequenza, con

buona continuità laterale, che delimitano un corpo con geometria interna trasparente, che potrebbe essere caratteristica di successioni saline. Lo spessore medio è di 200ms (twl), mentre la velocità intervallare è compresa tra 3000 e 3500 m/s. Questa unità, che costituisce un *marker* sismico ben riconoscibile, è associata alle successioni evaporitiche messiniane.

3.3 – LE UNITÀ SISMOSTRATIGRAFICHE PLIO-PLEISTOCENICHE

L'unità PT1, quella geometricamente più profonda, è delimitata alla base da un orizzonte sismico di elevata ampiezza e continuità laterale molto evidente che appare trancare i riflettori delle unità sismostratigrafiche sottostanti (Fig. 12). Per i suoi peculiari caratteri sismici e grazie anche a comparazioni effettuate con aree limitrofe del margine nord-siciliano, questo orizzonte viene correlato con l'orizzonte Y (= tetto del Messiniano) riconosciuto nell'area tirrenica da SELLI & FABBRI (1971), FABBRI & CURZI (1979), FABBRI *et alii*, (1981), TRINCARDI & ZITELLINI (1987). Esso corrisponde alla superficie sommitale dei depositi evaporitici oppure ad una superficie erosiva al tetto dei depositi pre-messiniani.

Il limite superiore dell'unità PT1 è un orizzonte continuo (1 in Figg. 10, 12 a), di ampiezza minore rispetto all'orizzonte Y, che mostra una leggera concavità verso l'alto e che, a luoghi, erode i riflettori sottostanti. Tra questi due orizzonti

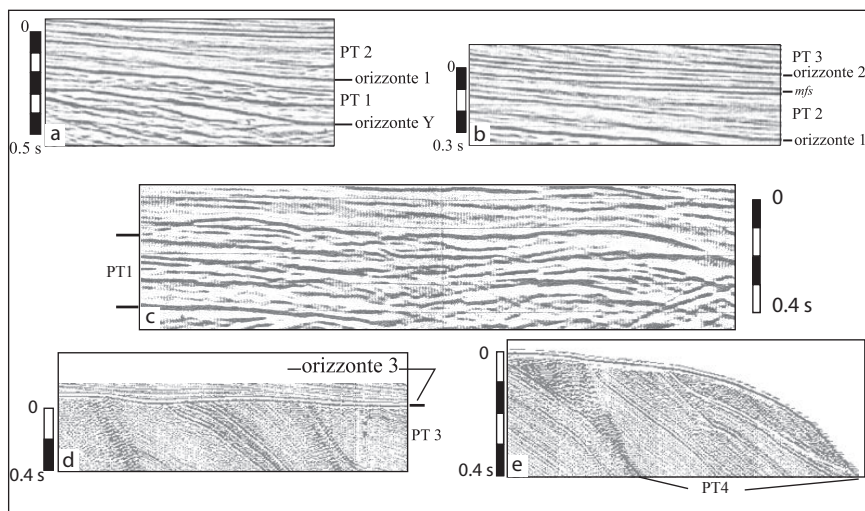


Fig. 12 - Principali facies riconosciute nelle sezioni sismiche mono- e multicanale. Le sigle si riferiscono alle unità sismiche descritte nel testo.

è racchiuso un pacchetto di riflettori discontinui, ad alta frequenza, di piccola ampiezza, alternati ad un paio di riflettori di maggiore ampiezza e continuità che potrebbero costituire i limiti di subunità sismostratigrafiche. Nella porzione superiore dell'unità PT1, si riconosce una facies sismica avente geometria esterna a forma di lente piano-convessa (tipo *mound*) con, all'interno, riflettori ad alta frequenza di piccola ampiezza (Fig. 12 c). L'unità PT1 si estende attraverso l'intero bacino e la sua deposizione tende a livellare le asperità morfologiche dell'orizzonte Y; lo spessore raggiunge i 0.3 s (tw).t).

Questo pacco di riflettori rappresenta l'immagine sismica di depositi pelagici ed emipelagici, successivi al Messiniano, contenenti sottili intercalazioni torbiditiche e correlabili con i Trubi. La facies tipo *mound* rappresenta l'immagine sismica di depositi risedimentati.

L'unità PT2 è compresa tra l'orizzonte 1 in basso e un orizzonte continuo, ad alta frequenza, di debole ampiezza (2 in Fig. 12 b) che costituisce una superficie di *downlap* per i riflettori dell'unità soprastante (Fig. 10); l'orizzonte 2 ha una debole immersione verso mare con un'inclinazione che tende a diminuire verso nord dove appare troncarsi i riflettori sottostanti. Tra gli orizzonti 1 e 2 è racchiuso un pacchetto di riflettori avente geometria esterna tabulare, spesso circa 0.3 s, al cui interno si distinguono due differenti unità di facies sismica: in basso si trovano riflettori discontinui e di debole ampiezza, in alto troviamo orizzonti ad alta frequenza, di piccola ampiezza, ma lateralmente molto continui con andamento parallelo. A segnare il passaggio tra le due facies sismiche un riflettore molto evidente, continuo attraverso l'intero bacino (Fig. 10), viene qui interpretato come una superficie di massima inondazione marina (*maximum flooding surface*, *mfs*, VAIL, 1987). Queste due facies ben distinte vengono interpretate come corrispondenti rispettivamente a depositi marini pelagici (in basso) ed a depositi emipelagici e torbiditici progressivamente più ricchi in apporti clastici (verso l'alto).

L'unità PT3 è delimitata in basso dall'orizzonte 2 (Fig. 12 b) ed in alto da una marcata troncatura erosiva sub-orizzontale (orizzonte 3, Fig. 12 d) che si estende dalla fascia costiera fino al margine della piattaforma continentale; nella zona più esterna di piattaforma, l'orizzonte 3 incrementa la propria pendenza immergendo di pochi gradi verso mare e divenendo paraconcordanza con i riflettori sottostanti. L'unità PT3 è costituita da un pacco di riflettori con geometria aggradante-progradante (l'immersione è verso mare con inclinazione di 5-6°) che si rastremano in *downlap* sull'orizzonte 2 (Figg. 11 e 12 b); la facies sismica è caratterizzata da una ritmica alternanza di riflettori aventi diversa ampiezza e continuità laterale, ma sempre alta frequenza come è ben visibile per la parte superiore dell'unità PT3 nella Fig. 12 d. Associazioni di facies sismiche, simili a quelle qui descritte, sono state riscontrate anche in altri settori dei margini tirrenici (CHIOCCI *et alii*, 1989; CHIOCCI, 2001; ROVERI & CORREGGIARI, 2004) e messe in relazione alle periodiche

fluttuazioni del livello marino occorse nel Quaternario. Le periodiche variazioni della facies sismica esprimono cambiamenti della litologia con frequenti passaggi da depositi elastici neritico-costieri (orizzonti tenui e discontinui) a depositi più distali (riflettori più marcati e continui). E' inoltre possibile che questi depositi siano caratterizzati da una variazione del grado di litificazione come si osserva nei depositi quaternari diffusi lungo la costa.

I riflettori dell'unità PT3 sono frequentemente interrotti da superfici di scorrimento rotazionali (vedi Fig. 65, § VII.4.1), fenomeno questo diffuso nelle successioni pleistoceniche neritiche anche di altri margini continentali (LOCAT & MIENIT, 2003; PEPE *et alii*, 2003; MAISSET *et alii*, 2004).

L'unità PT4 poggia in discontinuità sopra l'orizzonte 3 ed è delimitata, in alto, dall'attuale fondale marino (Fig. 12 e). Essa mostra due distinte zone di maggiore accumulo: una in corrispondenza del margine della piattaforma e l'altra nella piattaforma interna. Le caratteristiche delle facies sismiche dell'unità PT4 (descritte in dettaglio nel § VII.4) e calibrate per la parte più superficiale da dati raccolti con bennate, indicano sedimenti di tipo lito- e bioclastico; la loro posizione stratigrafica, al di sopra della più recente superficie di troncatura erosiva che attraversa l'intera piattaforma continentale, indica che la loro deposizione è avvenuta durante la fluttuazione glacioeustatica occorsa nell'intervallo Pleistocene superiore-Olocene. L'unità PT4 corrisponde alla Sequenza Deposizionale tardo-quaternaria.

4 – SUCCESSIONI SEDIMENTARIE MESO-CENOZOICHE

4.1 - DEPOSITI DEL DOMINIO SICILIDE

Nel settore occidentale del Foglio, i terreni del Dominio Sicilide sono rappresentati, dal punto di vista litostratigrafico, dalle argille varicolori inferiori dell'intervallo Cretacico-Paleocene (?), dalla formazione Polizzi di età Eocene e, nell'area di Capo Plaia, dalle Tufiti di Tusa (Oligocene-Miocene inferiore) e si estendono per plaghe comprese fra poche centinaia di metri e alcuni chilometri quadrati con spessori variabili tra le decine ed alcune centinaia di metri.

I terreni sicilidi sono maggiormente diffusi nei settori più orientali della Sicilia (principalmente nei Monti Nebrodi), come si rileva da numerosi studi che hanno definito caratteristiche litologiche, assetti strutturali e originarie provenienze (OGNIBEN, 1960; COLTRO, 1963; DUÉE, 1962; 1969; WEZEL & GUERRERA, 1973; LENTINI *et alii*, 2000; DE CAPOA *et alii*, 1999; 2002).

4.1.1 – *Argille varicolori inferiori*² (AVF)

Sono costituite da argilliti e marne varicolori sui toni grigio verdastro, rosso vinato, rosso mattone, giallo ocre o grigio biancastro in alterazione e verde scuro sino a nerastro in profondità, macro e micro-scagliettate in relazione alle scaglie o prismetti romboidali in cui sono suddivise. Le argilliti si presentano intensamente tettonizzate, con superfici di distacco translucide, a luoghi caotiche, tanto da giustificare il termine di “Argille Scagliose” coniato da BIANCONI (1840). Vari autori hanno sottolineato l’incongruenza dell’uso formazionale del termine “Argille Scagliose” (BROQUET, 1968) in quanto descrittivo di uno stato di caoticità legato alla tettonica. Lo stato di deformazione è spesso all’origine degli affioramenti caotici eterogenei. Questi depositi sono stati descritti anche come “Argille variegata” (GRASSO *et alii*, 1978), flysch interni (BROQUET *et alii*, 1966) o “olistostroma Lavanche” (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960). L’unità “Lavanche” è stata segnalata, in particolare, nell’area di Contrada Avanelle, a sud di Polizzi Generosa (Foglio “Gangi”), dove viene attraversata dal Pozzo Avanelle 1 (AGIP).

Gli affioramenti di maggiore spessore (70-200 m) si rinvencono nel settore orientale del Foglio, tra Monte Riparato e Monte dei Cervi ed, in particolare, nei pressi del Vallone Passo Ugliata, Monte Cibello, S. Maria; a sud di Monte Riparato nei pressi di Contrada Lannari, C.da Giammarca e del Vallone Zubbio; a est nella zona compresa fra il V.ne Roccacucca e il V.ne Cava. Gli affioramenti proseguono a nord di Vallone Ferro e nei pressi del Vallone Marca della Mandorla.

Nella parte più orientale del Foglio, le argille varicolori inferiori affiorano a NE di Polizzi Generosa (Contrada Sanguisuche) e nella regione a monte della strada provinciale Polizzi – Collesano in Contrada Cammisini (Borgo Eras), dove risultano sovrapposte tettonicamente sul flysch numidico, affiorante in finestra tettonica, alle pendici di Monte Fanusi.

Nelle regioni di Collesano, Caltavuturo, Cerda, Polizzi Generosa, Termini Imerese ed Isnello (Montaspro), le argille varicolori inferiori sono rappresentate da un’alternanza di marne grigio-verdastre o rosso-mattone e di calciliti verdognole, ricche di clorite e di aggregati di pirite con, a luoghi, intercalazioni di diaspri variegati prevalentemente rosso mattone, o rosso-violacei, con vene di quar-

² Dal punto di vista formale il termine di Argille varicolori inferiori e superiori appare assai improprio e sembra originarsi dalla vecchia terminologia di Argille scagliose inferiori e superiori (OGNIBEN, 1960) ricadenti nell’intervallo Cretacico superiore-Eocene; i termini “inferiore” e “superiore” assumevano un significato tettonico. Le litologie costituenti i termini oligo-miocenici possono essere anche argillose ma non per questo costituiscono analogie di carattere formazionale. Nella moderna litostratigrafia l’esistenza delle argille varicolori inferiori e superiori qualora distinguibili determinerebbe l’uso del termine “membro” o “litofacies” e non la sussistenza di due formazioni.

zo biancastro (CIOFALO, 1909; CONTINO, 1997, 2002). Le calcilutiti verdognole, in sezione, risultano costituite da una fitta alternanza di lamine millimetriche chiare e scure e presentano abbondanti letti di radiolari, spesso calcitizzati. Gli spessori variano dalle decine di metri nell'area di Termini Imerese ad alcune centinaia di metri nella regione delle Madonie.

Il limite inferiore della formazione non è affiorante o, quando presente, è dato da un contatto meccanico sui terreni del flysch numidico o chiaramente tettonico sui depositi della formazione Polizzi. Il limite superiore, di difficile reperimento, è una superficie di apparente continuità con i depositi della formazione Polizzi (CONTINO, 2005).

Nel settore di Cerda sono riconoscibili dei livelli di argille varicolori inferiori, prevalentemente sui toni grigio-verde e rosso vinaccia, che si alternano a calcilutiti grigio chiare e fanno passaggio verso l'alto alle calcilutiti e marne della formazione Polizzi. Potrebbero rappresentare i litotipi, spesso assenti in affioramento, di transizione della formazione Polizzi.

I litotipi fin qui descritti contengono, in generale, una microfauna a planctonici che, per la presenza dei *marker* zonali, ricade nelle biozone a *Rotalipora apenninica*, *Rotalipora brotzeni*, *Rotalipora reicheli* e *Rotalipora cushmani*, indicative dell'intervallo Albiano-Cenomaniano superiore.

Alcuni campioni di argille rossastre e verdastre, ricche di aggregati di pirite e marcasite, hanno restituito una microfauna mal conservata a *Globotruncana* spp. del Cretacico superiore (Senoniano) ed a *Morozovella* spp. del Paleocene.

Lembi di marne e argilliti bruno-grigiastre, a luoghi alternate a sottili calcilutiti grigio-chiare, con microfauna planctonica e ricca macrofauna ad ostreidi (marne ad *Exogira*, AVF_a, Fig. 13) si ritrovano intercalati o imballati nelle Argille varicolori inferiori. I litotipi affioranti, per spessori di alcune decine di metri, hanno un'età ascrivibile alla parte intermedia del Cretacico e sono noti in letteratura con il termine di "Cenomaniano in facies africana" (SEGUENZA, 1882) o formazione di Brancaleone (affiorante in Calabria, RUGGIERI & DI GIACOMO, 1971).

Questi depositi sono stati campionati nei dintorni di Cerda, a Pizzo della Guardia e Vallone Monte Cibello e nei settori a nord di Sclafani Bagni sul versante sinistro del fiume Imera (TREVISAN 1935, RUGGIERI & DI GIACOMO, 1971) e nella regione più orientale del Foglio negli affioramenti di San Giovannello e di Vallone Cava (Cozzo Tammù). I residui di lavaggio dei campioni raccolti hanno dato foraminiferi planctonici della parte basale del Cretacico superiore tra cui frequente *Rotalipora apenninica* (RENZ). Il contenuto macropaleontologico è rappresentato da *Exogyra* spp., echinidi, nautiloidi, ammoniti, belemniti, soprattutto nei livelli più marnosi, e banchi gremiti di *Gryphea* spp. (RUGGIERI & DI GIACOMO, 1971; MORONI & RICCO, 1968).

Le ostree (*Exogirae*) sono indicative di ambiente profondo come confermato

dalla presenza delle microfaune a foraminiferi platonici rinvenute nelle argille che le contengono. Questa interpretazione rafforza indirettamente l'ipotesi della presenza di un probabile basamento oceanico, a partire dalla fine del Giurassico (braccio della Tetide), sul quale si sarebbero depositati i terreni sicilidi.

Malgrado le difficoltà di definirne le geometrie di affioramento, i depositi cenomaniani “in facies africana” sono stati dettagliatamente cartografati, tenendo conto anche dei dati raccolti, nel passato, da prestigiosi geologi e paleontologi, non solo siciliani e che, a partire da CALCARA (1845) e MENEGHINI (1864), che riconosce la stessa malacofauna esposta in Calabria e fino a TREVISAN (1935) si sono occupati dei giacimenti ad ostree. TREVISAN (1935) ricostruisce la storia di questi reperti ed interviene con prove ben argomentate sulla questione del rimaneggiamento degli ostreidi confermando l'autoctonia dei fossili cenomaniani affioranti in particolare a Contrada Prestanfuso nei Monti di Caltavuturo. Queste valutazioni vengono recepite negli anni '60 come un sostegno alla teoria faldista (BROQUET, 1968), in quanto i litosomi descritti corrisponderebbero a lembi trasportati nel corpo delle argille varicolori inferiori.

Nella regione ad ovest e nord-ovest di Collesano, tra le argille verdi e nere (Albiano-Cenomaniano inferiore) si rinvencono, in chiaro rapporto erosivo con le prime, grossi corpi carbonatici o livelli stratoidi di breccie e/o conglomerati di forma lenticolare (breccie a Caprine, AVF_b). Gli affioramenti localizzati (Fig. 14 a) a Rocca D'Uoni, Cozzo Sant'Agata, Sciacchi di Gatto, Serra Canalona, Rocca del



Fig. 13 - Affioramento delle marne ad *Exogira* nelle argille varicolori inferiori (“Cenomaniano in facies africana”); b) particolare di *Exogira* sp. Contrada Cinci, Caltavuturo.

Drago, alto Vallone Tre Pietre (presso Termini Imerese), raggiungono, nei corpi più potenti, uno spessore di oltre 50 metri. Contengono frammenti di caprinidi (Fig. 14 b, c, *Caprina schiosensis* BOEHM), radiolitidi (immersi in una matrice lutitica a *Rotalipora* sp. e *Globotruncana* spp., indicative del Cenomaniano-Turoniano), frammenti di coralli, gasteropodi (*Nerinea* spp.), orbitolinidi. Dal punto di vista sedimentologico si riconoscono, oltre ai *packstone*, frequenti *grainstone* e *rudstone*. La morfologia degli elementi bioclastici è da subcircolare ad ellittica. I corpi calcarei rappresentano depositi di margine-scarpata (CAMOIN, 1982). Incerta e discussa è la originaria collocazione paleogeografica.

4.1.2 – Formazione Polizzi (POZ)

Calclutiti marnose grigio biancastre a foraminiferi planctonici, biocalcareniti e biocalciruditi con livelli marnosi grigiastri, talvolta violacei, cui si intercalano tipiche brecciole a macroforaminiferi bentonici (nummulitidi, alveolinidi e discociclinidi). La formazione è stata istituita lungo la sezione sita nell'abitato di



Fig. 14 - a) Ubicazione dei corpi di breccie a caprinidi (AVF) intercalate nelle AVF: 1, Torrente Tre pietre; 2, Torre del Principe; 3, Rocca del Drago; 4, Serra Canalone; 5, Rocca Sciacchi di Gatto; 6, Rocca di Uoni; 7, Cozzo S. Agata. b) Breccie carbonatiche con caprinidi e briozoi intercalate nei livelli cenomaniani delle AVF. c) Dettaglio di rudiste. Torre del Principe (dintorni di Sciara).

Polizzi Generosa (OGNIBEN, 1960), dove affiora con uno spessore di 150-170 m (Fig. 15); grazie alla buona esposizione, COLTRO (1963) ne ha definito biostratigrafia e cronostratigrafia.

Nel Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia” l’unità litostratigrafica è presente in lembi sporadici e di varie, ma ridotte dimensioni e spessore (fino a 70 m) ad ovest e a sud ed all’interno dell’abitato di Termini Imerese, lungo i versanti del Fiume Torto, nei dintorni di Cerda, Collesano e Borgo Eras, nei dintorni di Scillato e di Caltavuturo e dei Valloni Cava e Marca della Mandorla (regione centro-orientale del Foglio). Affioramenti, mai prima segnalati in letteratura, sono stati cartografati nell’area a sud di Buonfornello e nelle contrade Serra Canalona e Sciacchi di Gatto (presso l’abitato di Collesano), a nord di Gratterri e nelle vicinanze di Isnello. Spessori notevoli di questa formazione sono segnalati nel Pozzo Avanello 1 (sito più a sud-est di Polizzi Generosa, nell’adiacente Foglio “Gangi”) sino a 460 metri (vedi SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960 e BERTAMONI *et alii*, 1995).

Dal punto di vista litostratigrafico questa unità poggia, spesso con un contatto meccanico, sulle argille varicolori inferiori. Il limite superiore della formazione è una superficie di discontinuità (scollamento?) con le sovrastanti Tufiti di Tusa. In realtà, una superficie di paraconformità è il limite più attendibile, come è visibile nella sezione di Patara (Contrada S. Maria) nei pressi di Termini Imerese, dove le litofacies affioranti nella parte sommitale appaiono molto simili a quelle delle



Fig. 15 - A sinistra affiorano le argille varicolori (AVF) che si sovrappongono tettonicamente ai depositi della formazione Polizzi (POZ). L’affioramento su cui sorge Polizzi Generosa è anche lo stratotipo della formazione.

Tufiti di Tusa, differenziandosene per il basso o assente contenuto vulcanoclastico (MONTANARI, 1966).

I calcari marnosi hanno una frattura generalmente scheggiata e concoide nei livelli calcilititici, in cui sono diffusi gli aggregati fibroraggiati, discoidali o globulari di marcasite spesso limonitizzati. I livelli calcarenitici (*packstone-wackestone*), gradati e sottilmente laminati, sono costituiti quasi interamente da macroforaminiferi bentonici mal conservati, decorticati, abrasati e smussati e subordinatamente da frammenti di bivalvi pettinidi, articoli di crinoidi e radioli d'echinidi. I calcari marnosi hanno laminazione da pian parallela ad incrociata e sono gradati (torbiditi carbonatiche). Tra le numerose icniti reperite, CONTINO (2005) ha identificato: *Palaeodictyon* isp., *Cosmorhapha* isp., *Nereites* isp., *Helminthoida* isp., tipiche dell'icnofacies a *Nereites* (SEILACHER, 1967) e che attestano un ambiente francamente marino con apporti torbiditici. Nei livelli marnosi grigio-violacei si rinvennero diverse icniti tra cui abbondano le condriti (*Chondrites affinis*, *Chondrites sintricus* e *Chondrites arbuscula*).

La presenza tra i foraminiferi planctonici di *Truncorotaloides rohri* (BRONNIMANN & BERMUDEZ), *Globigerinatheka seminvoluta* (KEIJZER), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE) s.l., appartenenti rispettivamente alle biozone P17 – P14 e tra i nannofossili calcarei *Nannotetrina* spp. (ACHUTHAN & STRADNER), *Discoaster sublodoensis* (BRAMLETTE & SULLIVAN), *D. saipensis* (BRAMLETTE & RIEDEL), *D. barbadiensis* (TAN) e *Istmolithus recurvus* (DEFLANDRE) ricadenti nelle biozone a *Discoaster sublodoensis* - *Sphaenolithus pseudoradians* (NP 14 – NP 20) permette di datare l'intera successione all'Eocene. Rimane irrisolto il problema di una eventuale estensione stratigrafica all'Oligocene inferiore in quanto non sono state da noi rinvenute forme tipiche di questo intervallo.

In corrispondenza dell'abitato di Termini Imerese, un intervallo potente 50 m circa di calcari marnosi e biocalcareni della formazione Polizzi si sovrappone in apparente continuità alle argille varicolori inferiori. Nei livelli clastico-carbonatici, CONTINO (2005) segnala la presenza di nummulitidi (*Nummulites* spp., *Assilina* spp., *Pellatispira* sp.), discociclinidi (*Discocyclina* spp., *Asterocyclina* sp.), alveolinidi (*Fasciolites* spp.), frammenti di alghe (*Corallinaceae*) e di echinidi. I livelli marnosi contengono lagenidi, ostracodi e foraminiferi planctonici (*Morozovella rex* (MARTIN), *Morozovella* cfr. *aragonensis* (NUTTAL), che datano questo intervallo all'Eocene inferiore.

Segnalati da SEGUENZA (1882) e BALDACCIO (1886) per la presenza di grandi nummuliti, questi depositi vennero riconosciuti come terreni "parautoctoni" (inglobati nelle argille varicolori inferiori) da BENEIO (1950), CAMPISI (1958) e descritti da OGNIBEN (1960) come formazione "calcescistosa di Polizzi" in continuità stratigrafica con le sottostanti "Argille Scagliose inferiori" (oggi argille varicolori inferiori p. p.).

L'ambiente deposizionale della formazione è quello bacinale e di scarpata di zone marginali ritenute da MONTANARI (1968; 1989) di appartenenza panormide o in alternativa della zona di Taormina.

4.1.3 – Tufiti di Tusa (TUT)

Alternanze di marne, argilliti, calcareniti, calcari marnosi bianchi o grigiastri ed arenarie vulcanoclastiche caratterizzano questa formazione. Le arenarie giallastre e verdastre contengono abbondante muscovite, frammenti andesitici a plagioclasti, quarzo, lamelle di miche e clasti carbonatici. Le calcareniti, talvolta poco cementate, sono costituite da grani carbonatici arrotondati, gusci di macroforaminiferi più o meno integri, frammenti di molluschi, gasteropodi, briozoi, alghe e si alternano a marne biancastre con foraminiferi planctonici e calcari grigiastri.

Queste litofacies hanno maggiore potenza e sviluppo nel settore di Capo Plaia dove è riconoscibile (Fig. 16) un membro marnoso (TUT₁) ed uno arenaceo (TUT₃).

Di estrema importanza appare la sezione studiata a Poggio Maria che mostra rapporti di continuità verticale e locali rapporti di eteropia tra i due membri. Questo assetto, che viene descritto per la prima volta, definisce con chiarezza le relazioni tra marne ed arenarie confermando l'ipotesi di DE CAPOA *et alii* (2002) sull'appartenenza delle arenarie di Poggio Maria alle Tufiti di Tusa e non al flysch di Reitano. Questa ultima formazione non sembra affiorare nell'area.

4.1.3.1 – Membro marnoso (TUT₁)

Marne foliate grigio-verdastre prevalenti

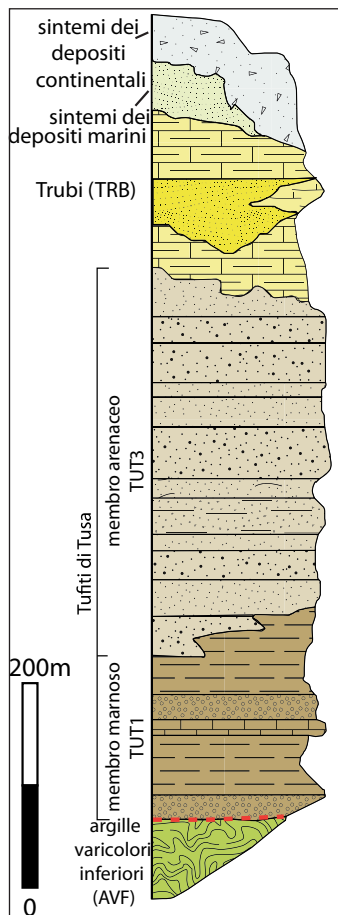


Fig. 16 - Colonna stratigrafica rappresentativa dei terreni Sicilidi (TUT e AVF) affioranti nel Foglio. Sulle unità in via di deformazione si depositano in discordanza i terreni plio-pleistocenici (TRB) e i sintemi quaternari.

(Fig. 17), livelli argillosi verdastri, saponosi al tatto, calcari grigio nerastri e rarissimi livelli di microbreccie e arenarie micacee a laminazione incrociata (Fig. 18) che, verso l'alto, mostrano la presenza di vulcanoclastiti (Fig. 19).

A nord-est dell'abitato di Lascari (Rio Campella), sulla sponda destra del Torrente Colluzio, affiorano marne micacee, alternate a calcari marnosi con frequenti intercalazioni vulcanoclastiche. I calcari marnosi hanno un colore grigio chiaro con strati generalmente compresi tra i 10 ed i 30 centimetri e sono alternati a marne di colore grigio-bruno chiaro, in strati con spessore di 5 - 10 centimetri ed a biocalcareni e biocalciruditi risedimentate a macroforaminiferi (*Nummulites* spp.). Frequenti le intercalazioni di arenarie vulcanoclastiche, micacee, talvolta poco cementate, che affiorano anche in contrada Morgifuto a sud di Pizzo Morgifuto; a case Guercio, a sud di Cefalù, le arenarie verdastre diventano più grossolane con la progressiva rarefazione dei livelli marnosi.

Le arenarie sovrastanti continuano per uno spessore di circa 250 metri con caratteri torbiditici (TUT₃). La base del membro marnoso (TUT₁), molto esteso nell'area occidentale del Foglio, si rinviene in contatto disarmonico sia sulle argille varicolori inferiori che sulla formazione Polizzi. Le marne TUT₁ sono state datate sulla base del nannoplankton calcareo. *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE



Fig. 17 - Membro marnoso delle Tufiti di Tusa (TUT₁). Altezze di marne grigio-verdastre con miche prevalenti, caratterizzate da frattura concoide ed intensa foliazione con subordinate arenarie micacee a laminazione incrociata. Contrada Salaverde (Capo Plaia).

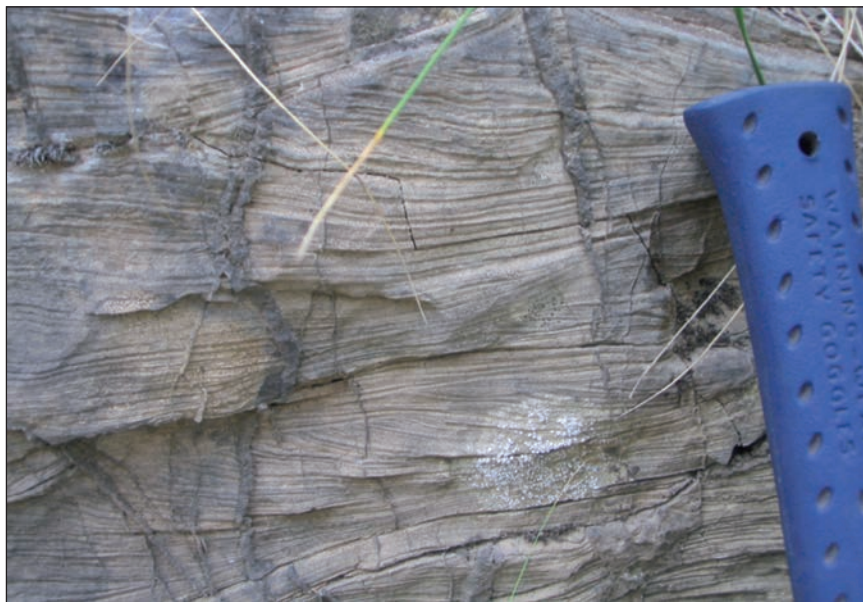


Fig. 18 - Calcareniti grigie a laminazione incrociata intercalate nel membro marnoso delle Tufiti di Tusa (TUT). Contrada Prime Croci.



Fig. 19 - Intercalazioni cm-dm di areanarie vulcanoclastiche micacee a laminazione pian-parallela ed incrociata (membro marnoso delle Tufiti di Tusa, TUT). Versante meridionale di Poggio Maria.

& WILCOXON, *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Dictyococcites bisectus* BUKRY & PERCIVAL, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON e *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE sono forme indicative, rispettivamente, della parte inferiore e di quella superiore dell'Oligocene (biozone NP 21-23 e NP 24-25). Soltanto in qualche campione sono stati riconosciuti *Calcidiscus leptoporus* LOEBLICH & TAPPAN ed *Helicosphaera carteri* KAMPTNER. Tali specie non permettono una datazione precisa, a causa della loro lunga distribuzione stratigrafica (Aquitano-Attuale). Nonostante ciò, in virtù della posizione stratigrafica del membro marnoso (TUT₁), possiamo approssimare la datazione dei campioni, contenenti le suddette specie, al Miocene inferiore. DE CAPOA *et alii* (2002) riconoscono, nella porzione sommitale di questi terreni *Discoaster druggii* BRAMLETTE & WILCOXON, *Umbilicosphaera rotula* THEODORIDIS, *Helicosphaera ampliaperta* BRAMLETTE & WILCOXON, *Helicosphaera carteri* KAMPTNER, *Helicosphaera gertae* BUKRY e assegnano ai depositi un'età Burdigaliano inferiore.

La potenza complessiva del membro è difficilmente valutabile tanto per l'intensa deformazione quanto per la presenza di coperture, tuttavia si stima possa variare da 80 a 150 m. Ambiente deposizionale di scarpata.

4.1.3.2 - Membro arenaceo (TUT₃)

Arenarie grigio-giallastre, in banchi, con locali alternanze centimetriche di marne grigie o verdastre (Fig. 20). I livelli arenacei (arcose litiche e litareniti feldspatiche) piuttosto grossolani e localmente poco cementati, sono spesso gradati, generalmente organizzati in cicli, con laminazione da pian parallela ad ondulata sino ad obliqua. Sono costituiti da arenarie grossolane, spesso vulcanoclastiche, solo localmente risultano separate da sottili livelli pelitici.

Affiorano nella C.da Ciavoli e nei rilievi di Poggio Maria e de "Il Monte", nonché lungo la costa nelle contrade Mazzaforno e Capo Plaia. Lo spessore è valutabile attorno ai 250-300 m. Si ritrovano con buona esposizione sul versante destro del Torrente Roccella, ed estesamente nel settore di Campofelice di Roccella con una potenza sino a circa 80-100 m.

Il contenuto faunistico dei livelli marnosi è assai scarso e non diagnostico. DE CAPOA *et alii* (2002) datano l'intero litosoma arenaceo al Burdigaliano inferiore.

A Pizzo Morgifuto si rinviene una monotona alternanza di marne da grigio chiare a verdastre con locali intercalazioni di calcari marnosi biancastri, talora selciferi, con brecciole a macroforaminiferi bentonici rimaneggiati (TUT₁, vedi anche BROQUET, 1968) con arenarie quarzoso-micacee, grigio-verdastre.

Nell'area di Contrada Pozzillo, tra Collesano e Campofelice di Roccella affiorano (Fig. 21) litotipi riferibili al membro arenaceo (TUT₃).

In tale contrada, sita lungo la mulattiera che conduce dalla S.P. delle Madonie, a quota 250 m s.l.m., sono osservabili dal basso verso l'alto: calcari marnosi giallastri o brunastri, a frattura concoide e con spessore difficilmente valutabile; marne e marne argillose verde oliva, scagliettate, di spessore decimetrico; calcari marnosi grigi a caratteristica frattura concoide (spessore circa 1 m); arenarie giallastre vulcanoclastiche e micacee, a grana fina, mediamente cementate, con spessori di circa 30 – 50 cm (Fig. 21 A) che rappresentano il membro TUT₃ (non differenziato in carta); argille verdi scagliettate di spessore centimetrico (Fig. 21 B); arenarie giallo-brunastre, micacee ed a grana grossa, poco cementate (Fig. 21 C) con intercalazioni di “palle” di argille verdi dal diametro decimetrico. Le arenarie hanno contenuti vulcanici non superiori al 30% (DE CAPOA *et alii*, 2002).

Altri lembi di arenarie micacee vulcanoclastiche sono stati cartografati, per la prima volta, a sud di Campofelice di Roccella sul fianco occidentale della Rocca D'Uoni, in Contrada Sulla (Collesano) e a sud del versante di Pizzo Medie.

Il membro arenaceo (TUT₃) poggia in paraconformità o, in contatto leggermente disarmonico, sulle sottostanti marne (TUT₁).

Le arenarie, affioranti nel rilievo di Poggio Maria, sono state descritte nella bibliografia precedente come appartenenti al flysch di Reitano (fra gli altri, OGNI-BEN, 1960; 1969; BROQUET, 1968; GRASSO *et alii*, 1978; CASSOLA *et alii*, 1995; NIGRO & RENDA, 2004). Sulla datazione del flysch di Reitano si è sviluppato un



Fig. 20 - Arenarie gialle vulcanoclastiche in banchi metrici laminate e gradate. Si riconoscono sequenze di Bouma più o meno complete che suggeriscono il carattere torbiditico di queesti depositi. Membro arenaceo delle Tufiti di Tusa (TUT₃). Località Contrada Mazzaforno.

lungo dibattito (non ancora concluso) tra coloro che ritengono tale formazione di età Oligocene inferiore (CASSOLA *et alii*, 1992) e coloro che assegnano un'età ascrivibile al Miocene inferiore (GRASSO *et alii*, 1978; LENTINI *et alii*, 1992).

Recentemente DE CAPOA *et alii* (2002) hanno descritto questi depositi come “formazione delle arenarie di Poggio Maria”, individuando in esse i caratteri diagnostici delle vulcanoclastiti facenti parte della formazione tufiti di Tusa come descritta nella sua località di origine. Gli stessi AA. pongono le arenarie di Poggio Maria in continuità stratigrafica con i sottostanti depositi marnoso-arenacei rinvenuti nell'area in studio, ed assegnati (impropriamente) alle argille varicolori di età Oligocene-Miocene inferiore, già descritte da LENTINI *et alii* (1992); tali depositi vengono qui assegnati al membro marnoso delle tufiti di Tusa (TUT₁) e non alle Argille Varicolori oligo-mioceniche. Concordiamo, invece, con DE CAPOA *et alii* (2002) nel ritenere le arenarie di Poggio Maria come parte delle Tufiti di Tusa, ascrivibili pertanto al membro arenaceo (TUT₃).

Nell'area compresa tra Campofelice di Roccella e Cefalù, i depositi delle marne TUT₁ sono già stati segnalati come appartenenti alle Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968; GRASSO *et alii*, 1978; ABATE *et alii*, 1988; NIGRO & RENDA, 2004). Queste litologie sono inoltre comparabili alla gran parte delle litofacies descritte da WEZEL & GUERRERA (1973) nelle successioni affioranti nella regione di Tusa.

I rapporti stratigrafici delle Tufiti di Tusa con la sottostante formazione Polizzi

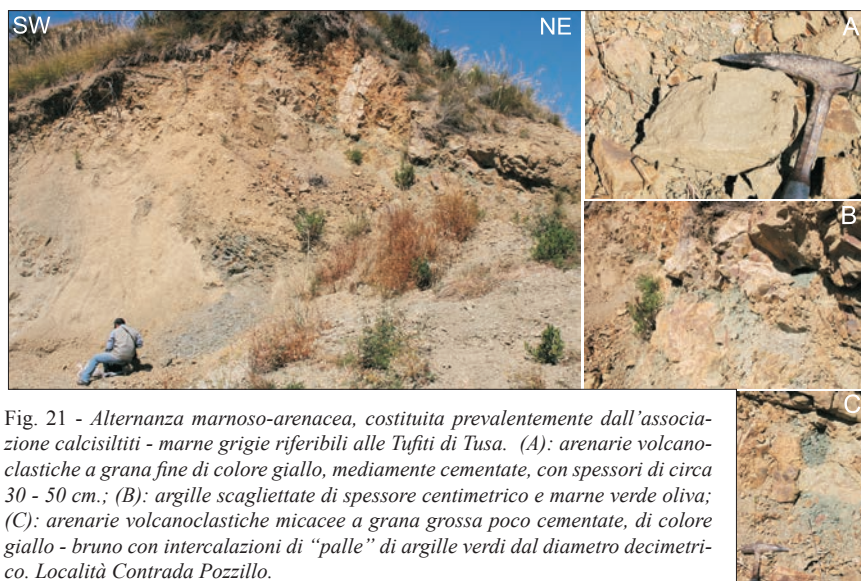


Fig. 21 - Alternanza marnoso-arenacea, costituita prevalentemente dall'associazione calcisiltiti - marne grigie riferibili alle Tufiti di Tusa. (A): arenarie vulcanoclastiche a grana fine di colore giallo, mediantemente cementate, con spessori di circa 30 - 50 cm.; (B): argille scagliettate di spessore centimetrico e marne verde oliva; (C): arenarie vulcanoclastiche micacee a grana grossa poco cementate, di colore giallo - bruno con intercalazioni di “palle” di argille verdi dal diametro decimetrico. Località Contrada Pozzillo.

sono mal visibili anche per la presenza di coperture detritiche. Nei dintorni di Campofelice di Roccella, lembi di Tufiti di Tusa poggiano, in contatto tettonico, sul flysch numidico e sulla formazione Tavernola.

Questi depositi, originariamente assegnati da CERETTI & CIABATTI (1965) alla formazione di Tusa, sono stati descritti come Tufiti di Tusa e studiati, più compiutamente nell'area del centro abitato di Tusa, da OGNIBEN (1960) che li considera una facies eteropica dei depositi della formazione Polizzi. GUERRERA & WEZEL (1974), studiando la sezione di Halesa, alcuni km ad est di Tusa, ne riconoscono i caratteri di depositi torbiditici le cui faune, rinvenute nei livelli emipelagici ("faune a *Rhabdammina-Bathysiphon*" di BROUWER), assegnerebbero elevate profondità di sedimentazione.

4.2 - DEPOSITI DEL BACINO DEL FLYSCH NUMIDICO

I depositi terrigeni, per lo più torbiditici, formatisi tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore in una vasta area del Mediterraneo centrale (Bacino Numidico, GIUNTA, 1985) sono noti come flysch numidico. Questa area deposizionale si sarebbe sviluppata, secondo alcuni Autori, in parte su crosta oceanica ereditata dalla Tetide e, in parte, su crosta continentale africana.

Vastissima è la letteratura sul flysch numidico in generale e su quello siciliano in particolare, come dibattuto è il suo significato geotettonico.

Gli Autori di scuola francese privilegiano la suddivisione in "*numidien interne, intermediaire, externe*"; di questa suddivisione rimane il concetto di un flysch interno sedimentatosi sui terreni sicilidi e di un flysch esterno depostosi sul margine carbonatico (Bacino Imerese, Piattaforma Carbonatica Panormide). Per ulteriori approfondimenti rimandiamo ai vari AA. che se ne sono occupati (OGNIBEN 1960, 1963; WEZEL 1970, BROQUET, 1968, DUÉE, 1969, GIUNTA, 1985).

Nel Foglio, i depositi del Bacino Numidico sono stati raggruppati nella formazione del flysch numidico³ e nella formazione Tavernola.

³ L'utilizzo del termine flysch può apparire controverso con le raccomandazioni contenute nelle normative del Codice Stratigrafico Internazionale. La diffusione regionale di questi terreni ha portato all'uso indistinto del termine flysch numidico che è entrato nel lessico tradizionale, ed in una accezione molto generale che sfugge spesso alla collocazione di rango. In particolare, SCHMIDT DI FRIEDBERG (1965) aveva compreso i depositi del flysch numidico nella "Formazione Collesano" considerandola comprensiva anche dei terreni che MARCHETTI (1956) aveva inserito nella "Formazione Tavernola". In questo caso ci sarebbe anche un problema di sinonimia e precedenza con il termine flysch numidico.

4.2.1 – *Flysch numidico*

La formazione del flysch numidico è costituita dall'associazione di litofacies pelitiche con intervalli caotici (argilliti e subordinate arenarie quarzose con intercalazione di brecce e megabrecce carbonatiche), arenacei e conglomeratico-arenacei (quarzoareniti stratificate in bancate metriche gradate e alternate a peliti grigiastre con livelli di conglomerati lentiformi a granuli arrotondati di quarzo).

L'unità viene datata all'intervallo Oligocene superiore (Chattiano) - Miocene inferiore (Burdigaliano).

In fase di rilevamento, sono state unificate tra di loro litologie arenacee, conglomeratiche, arenaceo-pelitiche e pelitiche, senza tralasciare di considerare la geometria dei corpi, i tipi di contatti e le relazioni stratigrafiche verticali e laterali tra le unità riconosciute. Tale approccio è stato integrato con i lavori di PESCATORE *et alii* (1987), ABATE *et alii* (1988 a) e JOHANSSON *et alii* (1998).

Sono state così riconosciute due unità litostratigrafiche, separabili sulla base dell'omogeneità dei caratteri litologici identificabili in campagna. Le unità così riconosciute sono state indicate nella legenda del Foglio con il rango di membro (Portella Colla e Geraci Siculo) e comparate con le formazioni o membri, noti nella letteratura siciliana, ma ad oggi non validati.

Con l'evolversi delle ricerche petrolifere i terreni del flysch numidico *l.s.* sono divenuti in Sicilia un importante obiettivo di esplorazione per quanto riguarda le riserve di gas, anche se l'assetto tettonico molto complesso e la variabile dimensione delle geometrie dei *reservoir* rendono a volte difficile il conseguimento dei risultati attesi.

Gli spessori del flysch numidico superano, nel loro complesso, i 1500 m e raggiungono, con le facies più grossolane (JOHANSSON *et alii*, 1998), i 2000 metri. La provenienza paleogeografica dei clasti è ancora materia di dibattito anche se la maggior parte degli AA. sembra accettare un'area di alimentazione caratterizzata da graniti e rocce metamorfiche il cui detrito può essere stato riciclato attraverso più fasi di deposizione. E' predominante l'ipotesi che tali aree, sedi delle arenarie nubiane, fossero poste a nord ed a est rispetto al Cratone Africano ed i materiali ripercorressero, in parte, le vie dei delta della formazione Fortuna (cratone Africano, BENOMRAN *et alii*, 1987).

Generale è l'accordo sui tempi di deformazione dell'intero corpo terrigeno che sarebbe avvenuta dopo il Langhiano e sulla risultante geometria di un cuneo di accrezione di scaglie tettoniche che conservano una consistente stratigrafia interna (CATALANO *et alii*, 1987, 1989 a, b).

I depositi del flysch numidico, coinvolti nella deformazione ed impilati nella catena, furono, a partire dal Tortoniano, "cannibalizzati" e risedimentati nei bacini di avanfossa (bacini di *piggy back* e *thrust top*).

4.2.1.1 - flysch numidico – membro di Portella Colla (FYN₂)

Argilliti siltose color tabacco cui si intercalano livelli arenacei (FYN_{2a}, Fig. 22) e biocalcareni gradate (FYN_{2b}); corpi di megabrecce ad elementi carbonatici mesocenozi (megabrecce di San Salvatore, FYN_{2c}) si inseriscono verso l'alto. Le argilliti con livelli arenacei sono diffuse nel Foglio e si rinvenivano, in particolare, in contatto stratigrafico (affiorante o sepolto) sui depositi silico-carbonatici del Bacino Imerese. Il membro è quindi riconoscibile nella regione di Monte San Calogero, di Sclafani Bagni-Caltavuturo, di Monte dei Cervi, dove nell'area di Portella Colla (al limite orientale del Foglio) i depositi basali del flysch numidico sono costituiti da torbiditi fini alternate ad argille sideritiche (*clay ironstones*, CALDERONE & LEONE, 1967) e livelli carbonatici risedimentati e nel settore di Collesano-Cerda, dove l'unità si rinviene scollata ed apparentemente addossata alla formazione Mufara dell'unità di Cozzo Rasolocollo.

Il limite inferiore del membro è un contatto paraconcordante sui depositi della formazione Caltavuturo e/o discordante su termini più antichi (formazione Crisanti). Il limite superiore, quando visibile, è spesso una superficie di paraconformità con le soprastanti facies arenacee del membro di Geraci Siculo.

Questi limiti, sebbene spesso caratterizzati dalla presenza di piani di disarmonia, racchiudono una successione con spessori compresi tra 100 e 300 m. Un chiaro esempio di questi contatti è visibile nel fianco orientale del Monte d'Oro, nella regione di Collesano.



Fig. 22 - Facies pelitica del flysch numidico, membro Portella Colla (FYN₂). Contatto di erosione tra un livello decimetrico di quarzoareniti a grossi granuli di quarzo ben classificati e i sottostanti litotipi pelitico-argillosi.

Microbreccie e calcareniti gradate a macroforaminiferi (*Lepidocyclina* spp.) risedimentati (FYN_{2b}), potenti al massimo tra 10 e 30 metri, si rinvencono nelle aree adiacenti l'abitato di Termini Imerese, lungo le pendici del Monte San Calogero, nel settore di Sclafani Bagni – Caltavuturo e nei dintorni di Cerda (FYN₂). Più diffuse sono le magabreccie di San Salvatore in particolare nel Foglio “Castelbuono” dove raggiungono spessori decametrici.

Le argilliti affioranti nelle aree di Scillato e Montemaggiore Belsito, ascritti da ABATE *et alii* (1988) alle Argille Varicolori (*Auct.*), vengono qui inclusi fra i depositi di pertinenza della formazione.

La presenza nei campioni analizzati di rari individui di *Globorotalia opima* BOLLI, *Gt. opima nana* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globigerina ciperoensis* BOLLI e *G. euapertura* JENKYNs ha permesso una loro attribuzione alla parte medio alta dell'Oligocene. Tra i nannofossili calcarei la presenza di *Sphenolithus distentus* (BRAMLETTE & WILCOXON), *S. ciperoensis* (BRAMLETTE & WILCOXON) e *Discoaster deflandrei* (BRAMLETTE & RIEDEL) (biozona NP24) conferma la suddetta datazione.

L'unità litostratigrafica, corrispondente all'originario membro di Portella Colla (WEZEL, 1966; 1970), è anche correlabile alla parte bassa della formazione Collesano ritenuta da SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) comprensiva degli odierni membri Portella Colla e Geraci Siculo. Il membro comprende anche l'unità delle argille di Portella Mandarinì, descritta da GRASSO *et alii* (1978).

4.2.1.2 - flysch numidico – membro di Geraci Siculo (FYN₃)

Arenarie quarzose, massive e torbiditiche, arenarie fini e peliti marnose con intercalazioni di banchi conglomeratico-arenacei.

Sono state riconosciute varie associazioni di facies quali conglomerati a *pebbles*, conglomerati con clasti argillosi, spesse arenarie a *pebbles* e senza struttura, arenarie amalgamate, arenarie gradate edepositi arenacei e fangosi intercalati.

Dal punto di vista petrografico tutti gli studi precedenti (BROQUET, 1970; WEZEL, 1970; HOYEZ, 1898) indicano una composizione quarzarenitica uniforme e mineralogicamente matura sia per il flysch numidico interno che esterno (Qz > 90%, K - feldspati, miche e minerali pesanti).

I depositi arenitici (Fig. 23) affiorano nei pressi di Montemaggiore Belsito (Monte Roccelito, Vallone la Lisca, Pizzo Conca) e di Alia (Monte Ragiura). Altri affioramenti si rinvencono a Cozzo Scacciapidocchi (dintorni di Buonfornello) e a La Montagna (Roccapalumba). Nella regione nord orientale del Foglio si rinviene in estese plaghe ai margini di Pizzo Dipilo (regione di Cozzo Giammarusa) in successione stratigrafica con il sottostante membro Portella Colla affiorante

nell'area a nord di Collesano. Nel settore settentrionale del Foglio, presso Cozzo Cicerata, nei rilievi collinari di Cozzo Monaco, Cozzo Rotondo e nelle contrade Rappudi e Salaverde, affiorano estesi depositi riferibili al membro Geraci Siculo, con spessori compresi tra 50 e 200 m. Nel settore orientale del Cozzo Rasoloccolo l'unità, che appare in finestra tettonica al di sotto delle unità Sicilidi, affiora con una fitta alternanza di arenarie quarzose in banchi decimetrici e metrici e di argilliti siltose grigie, ricche di quarzo e di aggregati di pirite.

Il limite inferiore del membro è generalmente una superficie di paraconformità con le sottostanti marne argillose brune del membro di Portella Colla. Il limite superiore è una superficie di discordanza o paraconcordanza con le marne e arenarie glauconitiche della formazione Tavernola (TAV).

Una successione tipo affiora, ed è misurabile, lungo la sezione naturale del Vallone della Lisca (ad ovest di Montemaggiore Belsito) dove BROQUET (1968) e PESCATORE *et alii* (1987) avrebbero misurato una potenza che supera i 1000 metri. Dal basso verso l'alto si susseguono 800 metri circa di quarzareniti a grana media e fine, in strati decimetrici, alternate a peliti e siltiti sottilmente stratificate, con progressivo aumento della componente fine verso l'alto. I banchi quarzarenitici piano-paralleli mostrano, di frequente, la sequenza intera (Ta-e) di Bouma. Verso l'alto e per circa 100 metri, i depositi divengono arenaceo-pelitici e fittamente stratificati. Gli strati arenacei presentano base piano-parallela, bioturbazioni e *ripples* nella parte alta. La successione si chiude con depositi prevalentemente pelitici associati a siltiti ed areniti a grana fine in strati non superiori al decimetro.

I depositi prima descritti sono stati interpretati come il prodotto di flussi gravitativi (correnti di torbida, *debris flows*, etc.) che distribuivano il loro carico su ampie scarpate fangose; i depositi più grossolani, conglomeratico-arenacei, alme-

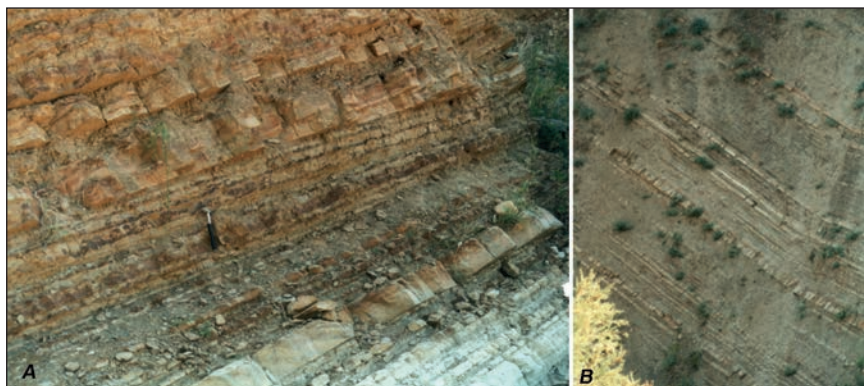


Fig. 23 - A) arenarie fini torbiditiche ben stratificate (3-20 cm) con i livelli c-d-e di Bouma e arenarie e argilliti marnose grigio-giallastre (B) del membro Geraci Siculo. Località Vallone della Lisca.

no in parte, vengono interpretati come depositi di canali isolati o di giganteschi sistemi di canali (PESCATORE *et alii*, 1987; JOHANSSON *et alii*, 1998).

Il contenuto fossilifero dei depositi del membro Geraci Siculo è molto scarso, ed i campioni studiati sono di difficile attribuzione a causa della rarità del plancton calcareo e nonostante la presenza di foraminiferi agglutinanti (più o meno mal conservati) non significativi, di radiolari e di spicole di spugna.

I foraminiferi arenacei (*Ammodiscus* spp., *Haplophragmoides obliquecarinatus*, *Cyclammina latidorsata*, *Bolivina* sp., *Trochammina* spp.), che possono essere ritenuti indicatori di facies terrigene profonde, non sono utilizzabili per la biostratigrafia. I rari campioni che contengono un'associazione a foraminiferi planctonici significativi (anche se spesso mal conservati) sono stati attribuiti all'Oligocene (per la presenza di *Globigerina ampliapertura* BOLLI, *Globigerina angulisuturalis* BOLLI, *Globorotalia opima*, *Catapsydrax dissimilis*) e al Mioocene inferiore (per la presenza di *Globigerinoides* spp., *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMANN, PARR & COLLINS), di rare *Praeorbulina* spp. nei livelli sommitali e di rari *Globigerinoides trilobus*). Per quanto riguarda i nannofossili calcarei rari campioni sono attribuiti all'Oligocene superiore, per la presenza di *Dictyococcites bisectus* (BUKRY & PERCIVAL), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL e *Helicosphaera recta* HAQ (biozone NP 24-25). Nell'insieme, l'intervallo litologico è attribuibile al Chattiano (superiore) - Aquitaniano.

Ambiente deposizionale di conoide sottomarina.

4.2.2 – Formazione Tavernola (TAV)

Peliti, marne sabbiose e argillose bruno-giallastre, argilliti grigiastre con, a luoghi, sottili intercalazioni di arenarie grigio-giallastre quarzose (Fig. 24), gradate e laminate, ricche di lamelle di muscovite e di granuli di glauconite, la cui presenza è un elemento diagnostico. I livelli arenacei presentano alla base impronte di fondo, e talvolta, icniti. Gli spessori sono compresi tra 80 e 200 metri. L'unità litostratigrafica descritta af-



Fig. 24 - Alternanze di arenarie fini nocciola e silt marnoso grigio-azzurro della formazione Tavernola. Località Case Drago, Alia.

fiora nei dintorni della stazione di Montemaggiore Belsito, di Aliminusa, a SE dell'abitato di Montemaggiore Belsito, alla Portella di Granza e Coscacino, nel settore settentrionale ed orientale del Cozzo Rasoloccolo e si estende sino alle pendici occidentali del Monte d'Oro di Collesano. Talvolta sono presenti banchi di calcari a *Lucina*, non cartografati, spesso arenacei, descritti nelle Note Illustrative (NI) del Foglio "Caccamo".

Il limite inferiore, non sempre affiorante, è dato da una superficie di discordanza sul membro di Geraci Siculo (CATALANO & MONTANARI, 1979).

Il contenuto fossilifero è dato da radiolari, spicole di spugna, foraminiferi arenacei e planctonici e nannofossili calcarei; la presenza di foraminiferi planctonici quali *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. subquadratus* (BRÖNNIMAN), *Paragloborotalia siakensis* (LE ROY), e associazioni a *Praeorbulina* spp. (biozone a *Globigerinoides trilobus* e a *Praeorbulina glomerosa* s.l.) e dei nannofossili calcarei *Helicosphaera ampliapertura* (BRAMLETTE & WILCOXON), *H. mediterranea* MULLER, *H. carteri* KAMPTNER, *Sphenolithus heteromorphus* (DEFLANDRE) e *H. walbersdorffensis* MULLER (biozone a *Helicosphaera ampliapertura*/*Sphenolithus heteromorphus* - MNN 4a, a *Sphenolithus heteromorphus*/*Helicosphaera walbersdorffensis* - MNN 5a) indica un'età ascrivibile al Burdigaliano superiore – Langhiano.

L'ambiente di deposizione è quello di un bacino soggetto ad apporti di torbide da aree continentali e di *open shelf*, in cui la sedimentazione tende a uniformarsi (argille e/o argille marnose grigie) solo dopo il Burdigaliano.

4.3 – DEPOSITI DEL BACINO DI LERCARA

L'area che si estende dalla costa di Termini Imerese alla regione dei Monti Sicani (carta regionale in cornice) è interessata dalla presenza, in affioramento e nel sottosuolo, di corpi rocciosi di spessore di alcune centinaia di metri (Pozzi Roccapalumba 1, Lercara 1, Cerda 1, etc.) e di notevole volume, costituiti essenzialmente da depositi terrigeni, clastico carbonatici e carbonatici.

Dal punto di vista litostratigrafico è stato proposto (CATALANO *et alii*, 1991; CSI, Palermo 2001) che i depositi permo-triassici siano inseriti nel "complesso (*sensu* litostratigrafico) di Lercara".

4.3.1 - Complesso di Lercara (LER)

Il "complesso di Lercara" raggruppa più unità litologiche, con caratteri pelitico-arenacei e clastico-carbonatici, appartenenti all'intervallo Permiano inferiore (Kunguriano)-Triassico inferiore. Tali depositi, assenti nel Foglio "Termi-

ni Imerese-Capo Plaia”, si rinvenivano negli adiacenti Fogli “Lercara Friddi” e “Caccamo” (per una più approfondita descrizione si rimanda alle NI del Foglio “Caccamo”).

La cronostratigrafia permo-triassica (di difficile definizione) si basa, in particolare, sui dati di recente acquisizione riportati da CATALANO *et alii* (1988, 1991), DI STEFANO & GULLO (1997, con bibliografia) e sulle recenti datazioni degli stratigrafi dell’AGIP sulle carote di alcuni pozzi stratigrafici per ricerche di idrocarburi (BERTAMONI *et alii*, 1995). La presenza di rocce permiane contenenti radiolari di provenienza pacifica ha permesso di ricostruire un’evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo centrale durante il Permiano (CATALANO *et alii*, 1988; 1991). Sulla base dei dati presentati sono state ricostruite carte palinspastiche regionali (DERCOURT *et alii*, 2000; STAMPFLI & BOREL, 2002).

I depositi permo-triassico inferiore del complesso di Lercara vengono generalmente rinvenuti in associazione con i terreni marnoso-calcarei della Formazione Mufara; in particolare nella regione di Lercara (Foglio “Lercara”) e nel sottosuolo nella regione di Cerda (Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”).

I depositi della Mufara sono molto diffusi nella Sicilia occidentale e affiorano quindi come a) unità litologica meccanicamente sovrastante e accorpata ai depositi del complesso di Lercara (Bacino di Lercara); b) substrato stratigrafico delle successioni carbonatiche bacinali Imeresi e Sicane (CATALANO *et alii*, 1998, 2000 a e b) e (con molte incertezze) di quelle Panormidi.

Nel Foglio, della successione permo-triassica del Bacino di Lercara affiorano soltanto i termini della Formazione Mufara che viene qui di seguito descritta.

I depositi permo-triassici, nel loro insieme, assumono una posizione strutturale ben precisa nella catena siciliana, come si è potuto riconoscere attraverso la costruzione di sezioni geologiche con dati di superficie, di pozzi profondi e di profili sismici a riflessione (CATALANO *et alii*, 1991; CATALANO *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2000 a e b). Nella regione meridionale dei Fogli “Termini Imerese-Capo Plaia” e “Caccamo” e nel più meridionale Foglio “Lercara Friddi”, il corpo permo-triassico costituisce il livello strutturale che si sovrappone alle coperture mioceniche delle successioni Imeresi-Sicane e Trapanesi e che rimane in posizione sottostante al cuneo di scaglie tettoniche di flysch numidico e delle Sicilidi (vedi Titolo VII). Analogo rapporto geometrico assumerebbe il corpo permo-triassico di Cerda (attraversato per circa 3000 metri dal Pozzo Cerda1).

4.3.2 - *Formazione Mufara (MUF)*

La Formazione Mufara fu istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) che studiò la sezione tipo a Monte Mufara (Madonie) e riconobbe l’esistenza di affioramenti

referibili ad essa nei Monti di Termini Imerese, nei Monti di Palermo e nel Monte Judica. OGNIBEN (1960) e CERETTI & CIABATTI (1965) descrissero la stessa sezione tipo ed istituirono la “Formazione di Portella Arena” (oggi abbandonata).

Nel Foglio rilevato i depositi della Formazione Mufara, stratigraficamente (?) o caoticamente accorpati ai depositi del complesso di Lercara, affiorano nella regione di Roccapalumba e nella regione di Cerda (Cozzo Rasolocollo, vedi stratigrafia del Pozzo Cerda 1) e nella valle del Fiume Imera settentrionale.

Sono state riconosciute argilliti, marne e calcisiltiti grigiastre o rossastre (MUF_a) con intercalazioni verso l'alto di calcilutiti grigie (MUF_b); questi litotipi passano verso il basso ad argilliti ed arenarie quarzoso-micacee verdastre o rossastre (litofacies siltoso-micacea, MUF_c).

Nel corpo marnoso-carbonatico si intercalano localmente livelli a brecce carbonatiche di mare basso.

Alla sommità sono state riconosciute argilliti marnoso-siltose e marne laminate, grigiastre, giallastre o *beige* in alterazione, grigio-nerastre in profondità, con intercalazioni (passanti in alto ad alternanze) di livelli centi-decimetrici calcilutitici, calcisiltitici e calcarenitici e, talvolta, di sottili lenti di calciruditi spesse circa 0,5 m. Le marne contengono un abbondante residuo inorganico carbonatico oltre a miche (muscovite), aggregati di pirite, dolomite e quarzo. La fauna è rappresentata da ostracodi, halobidi piritizzati, ittioliti, radiolari ed ammodiscoidi. Nelle calcareniti spatiche (*packstone*) si rinviene una fauna a foraminiferi, articoli e piastrine di crinoidi, aculei di echinidi, icnofossili.

Questi terreni affiorano estesamente nel settore di Cerda ed in particolare nei rilievi collinari di Cozzo Rasolocollo e di Cozzo Lupo e nelle contrade Fuilla (Fig. 25), Tabarani, Gencheria, Malluta, Burgitabis e Cipollazzo e, con litofacies del tutto comparabili, nelle adiacenze di Roccapalumba.

Verso il basso, i litotipi descritti passano gradualmente ad arenarie quarzoso-sub-feldspatiche e micacee con rare intercalazioni di argilliti e livelli marnoso-calcarei, passanti in basso a predominanti argilliti rosso-verdastre con sottili livelli di arenarie quarzoso-micacee (facies siltoso-micacea, MUF_c).

Le arenarie micacee si presentano da rossastre e grigio-verdastre, a grana fine e con i granuli costituiti da quarzo e subordinatamente da feldspati, in matrice argillosa, rilegate da cemento carbonatico, in livelli ben stratificati, di potenza centimetrica, raramente decimetrica, alternate a sottili livelli di argilliti micacee verdognole o rossastre con noduli limonitici ed aggregati di pirite. Sulla superficie di strato si osservano strutture da *ripples* a basso angolo, mentre in sezione appaiono laminazioni pian-parallele, incrociate e talvolta convolute. A luoghi, vi sono intercalazioni di livelletti calcareo-marnosi con fauna a lagenidi di età imprecisabile, denti di pesci ed icnofossili (*Glokeria* isp.). Verso il basso, si ha la progressiva prevalenza delle argilliti fissili rossastre o rosso-verdastre, talvolta

sabbioso-siltose e con tonalità più tenui, con livelli calcarei intercalati (*packstone* intra-bioclastici e *mudstone/wackestone* a radiolari), ricchi di aggregati di pirite, carbonati, quarzo, ooidi e litoclasti, mentre la fauna è rappresentata da radiolari, bivalvi a guscio sottile, brachiopodi, ostracodi, conodonti, ammonoidi, foraminiferi, spicole di spugne e gasteropodi più o meno piritizzati.

Questi livelli affiorano nel settore di Cerda, nei dintorni di Case Tabarani, Cozzo Fallina e Cozzo Lupo, e nelle contrade Cipollazzo (a circa 400 m ad ovest del Fiume Imera), Burgitabis e Serra della Mandorla, mentre i livelli prevalentemente argilloso-siltosi affiorano al Cozzo Rasolocollo e in C.da Tabarani.

L'età, in base allo studio dei conodonti (biozone a *Gladigondolella tethydis* e a *Paragondolella polygnathiformis noha*), è compresa tra il Ladinico ed il Carnico medio-superiore.

L'affioramento di Cozzo Rasolocollo fu attribuito da FABIANI & TREVISAN (1937) al Triassico (calcari e marne ad halobie ed esterie del Carnico, arenarie micacee e marne del Triassico inferiore e medio); nella vecchia cartografia (rilievi di BALDACCIO, 1886) era riferito erroneamente al Miocene. TONGIORGI & TREVISAN (1953) assegnarono le arenarie micacee e marne al Permiano e le marne e calcilutiti sovrastanti al Carnico. DE STEFANI (1954) attesta il rinvenimento di ciottoli paleozoici inglobati nelle argilliti che egli data al Carnico. BROQUET (1968) attribuisce i livelli siltoso-micacei al Permiano, basandosi essenzialmente sulla somiglianza tra le litofacies affioranti a Rasolocollo e quelle permiane di Lercara.



Fig. 25 - Alternanza di marne e calcilutiti marnose e/o marne calcaree (Formazione Mufara, MUF). Contrada Fuilla.

Il Pozzo Cerda 1 (AGIP) ha attraversato per 3309 m una serie di scaglie tettoniche costituite da corpi riferibili, in gran parte a questa formazione ed in profondità (da - 3000 m a fondo foro) da terreni attribuibili al Permiano (Rocco, 1961).

4.4 - DEPOSITI DEL BACINO IMERESE

Si tratta di corpi carbonatici e silico-carbonatici mesocenozoici dello spessore di 1200-1500 metri circa, scollati dal loro substrato e piegati nel corso di vari eventi tettonici. I depositi della successione Imerese costituiscono i maggiori rilievi del Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”, quali la prosecuzione dei Monti di Caccamo (Monte Rotondo), il Monte San Calogero, i Monti di Termini ad ovest e il Monte dei Cervi e i Monti di Caltavuturo e Sclafani Bagni ad est (Figg. 26, 27 e 28). Nella successione imerese sono state riconosciute a partire dal basso:

4.4.1 - *Formazione Mufara (MUF)*

Alternanze di marne, argilliti, e calcilutiti laminate con radiolari, conodonti e lamellibranchi pelagici. Affiorano nella regione di Monte Pileri-Cozzo Pideri, nei Monti di Termini Imerese (al limite occidentale del Foglio), e in località Fonte Castellaro (Madonie occidentali) nei pressi del Vallone Nipitalva.

Sono riconoscibili dal basso alternanze di:

- argille, argille marnose e/o siltose grigio scuro, contenenti radiolari, ostracodi, foraminiferi arenacei, gasteropodi nani e piccoli lamellibranchi pirizzati (MUF_a),
- calcilutiti nere a volte laminate e calcari marnosi grigi fittamente stratificati (2-20 cm), contenenti lamellibranchi (*Halobia* sp.), radiolari ed impronte di ammoniti (MUF_b) intensamente tettonizzati e interessati, a volte, da fenomeni di tipo *slumping*; questa successione presenta una potenza geometrica valutata tra 80 e 100 metri. La macrofauna presente consente di riferire questi depositi, in accordo con SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), BROQUET (1968), GRASSO *et alii* (1978), al Carnico. Sulla base della recente biostratigrafia a conodonti si possono datare, con più precisione, all'intervallo Julico-Tuvalico (DI STEFANO & GULLO, 1997).

4.4.2 - *Formazione Scillato (SCT)*

L'unità è costituita da calcilutiti (*mudstone* e *wackestone*) con noduli e liste di selce contenenti radiolari, spicole di spugna, halobidi, ammonoidi e conodonti) alternate a livelli marnosi (coppie marne-calcilutiti), passanti verso l'alto a calci-

lutiti nodulari e calcareniti laminate. Marne policrome (con spessore di qualche metro) seguono, in paraconcordanza, ai calcari con selce. Le marne indicano un episodico e rilevante apporto terrigeno alla fine del Triassico nel bacino a sedimentazione carbonatica.

La successione, la cui potenza varia tra 300 e 650 m, con spessori in affioramento a volte ridotti a 50-100 m, si sovrappone stratigraficamente sulla F.ne Mufara con limiti netti e continui, a volte con locali superfici di scollamento.

Il limite inferiore della formazione Scillato è raramente visibile a differenza di quello superiore che è spesso marcato e/o preceduto dalla presenza del predetto livello a marne verdi, giallastre o rosso mattone.

I depositi della formazione Scillato affiorano, oltre che nel settore settentrionale di Monte S. Calogero e nell'adiacente settore di Piano Santa Maria, anche al Cozzo Pideri-Monte Pileri (CONTINO, 1990) e alle pendici settentrionali del Monte Rotondo, presso Caccamo. Sono presenti al Monte dei Cervi (Madonie occidentali, vedi Fig. 70), dove raggiungono i massimi spessori, alla Rocca di Sciarda, alle cui pendici sorge l'abitato di Caltavuturo, ed alla base della successione di Sclafani Bagni (Fig. 27).

Il contenuto fossilifero, spesso indeterminabile e generico, è rappresentato da radiolari sferici, spicole di spugne, frammenti di crinoidi, impronte di ammoniti, ammassi caotici di gusci di crostacei e lamellibranchi pelagici. Nella parte basale di Monte San Calogero e di Monte Rosamarina, sono presenti esemplari di *Halobia styriaca* MOJSISOVICS, *Halobia norica* MOJSISOVICS, *Halobia* sp. e rare lumachelle a posidonie e daonelle.

L'età della formazione, nella sua accezione generale, è compresa tra il Carnico superiore ed il Retico sulla base della distribuzione delle halobie (CAFIERO & DE CAPOA BONARDI, 1982), dei radiolari (DE WEVER *et alii*, 1979) e di associazioni a conodonti (CATALANO *et alii*, 1991, DI STEFANO & GULLO 1997).

Un segmento rappresentativo della formazione triassica affiora a Vallone Nipitalva sul Monte dei Cervi, dove è possibile misurare una successione di calcilutiti con selce regolarmente alternate a marne con radiolari e rari pelecipodi pelagici (*Halobia* sp.), con strati finemente laminati, molto regolari, di spessore variabile da pochi centimetri fino a qualche metro. Verso l'alto, la successione è bruscamente interrotta dall'intercalazione di un banco, a tessitura grossolana, con gradazione diretta e canalizzato (*debris flow*).

In questa regione, risalendo le pendici della collina del Vallone Nipitalva, le calcilutiti pelagiche della formazione Scillato sono sostituite, via via verso l'alto, da doloareniti ben stratificate, laminate e gradate, da brecce calcaree dolomitizzate (i cui elementi derivano anche dalle sottostanti calcilutiti e da carbonati di piattaforma), che costituiscono la formazione Fanusi.

Un'altra successione di notevole potenza è quella del versante settentrionale

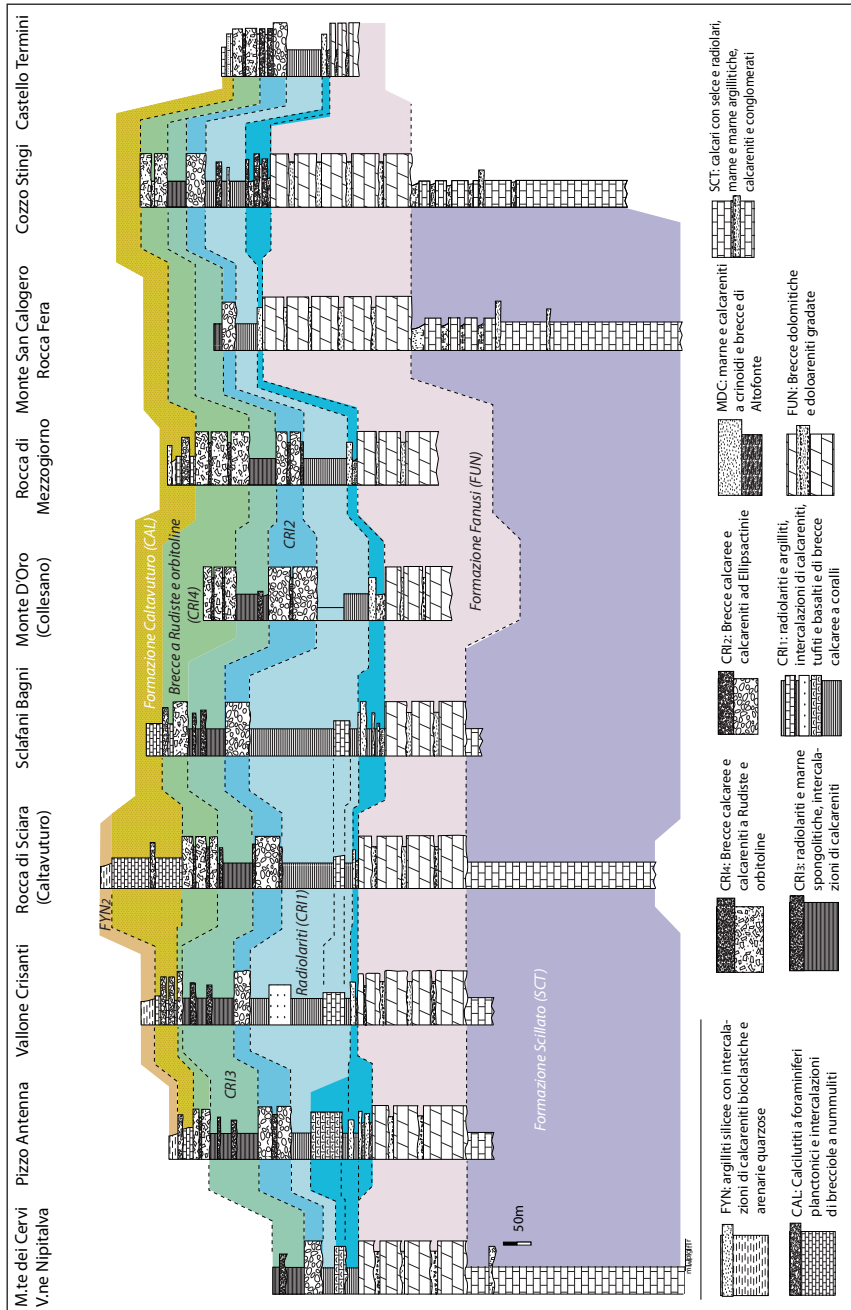


Fig. 26 - Correlazioni litostratigrafiche tra i termini della successione Imerese ricadenti nel Foglio Termini Imerese.

del Monte San Calogero, sito nella parte nord-occidentale del Foglio (BASILONE, 1998), che ben si correla con quella del Vallone Nipitalva. Nella porzione sommitale si riconoscono diverse litofacies arrangiate ciclicamente (Fig. 29), corrispondenti ad alternanze di *mudstone-wackestone*, spesso laminati, di argilliti policrome scagliettate e marne argillose giallastre verso l'alto.

La successione di Monte San Calogero mostra geometrie aggradanti con andamenti stazionari delle facies nella porzione inferiore e progradanti con andamenti regressivi nella porzione più alta (Fig. 29). Il contenuto paleontologico e le caratteristiche sedimentarie indicano un ambiente deposizionale di scarpata-bacino.

4.4.3 - Formazione Fanusi (FUN)

La formazione, molto nota nella letteratura siciliana, consiste di dolomie e breccie dolomitiche con spessori compresi tra 100 e 300 m, spesso organizzate in alternanze cicliche di breccie dolomitiche grossolane e doloruditi-doloareniti gradate e laminate (Fig. 30). Al suo interno mostra geometrie progradanti con

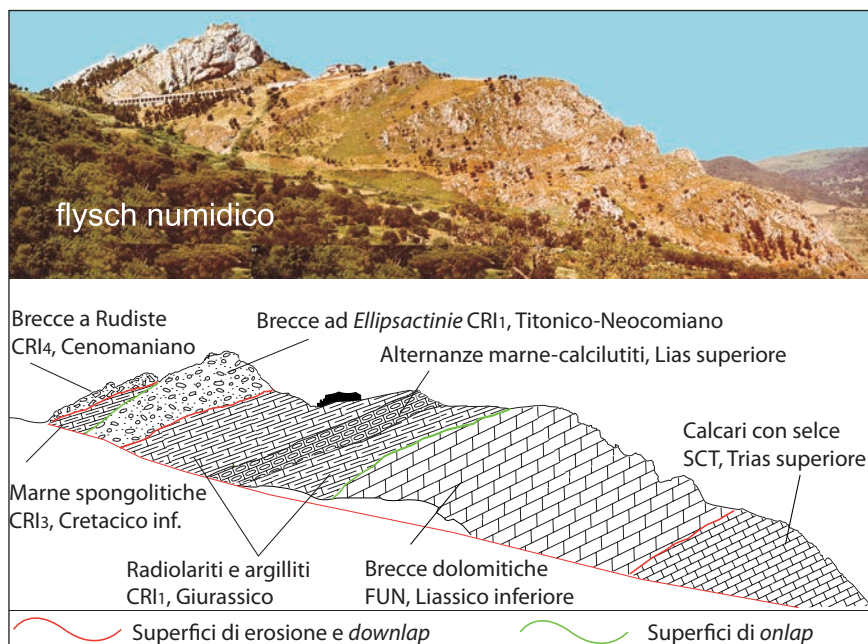


Fig. 27- Successione mesozoica imerese di Sclafani Bagni ed interpretazione stratigrafico-sequenziale (modif. da BASILONE, 2002).

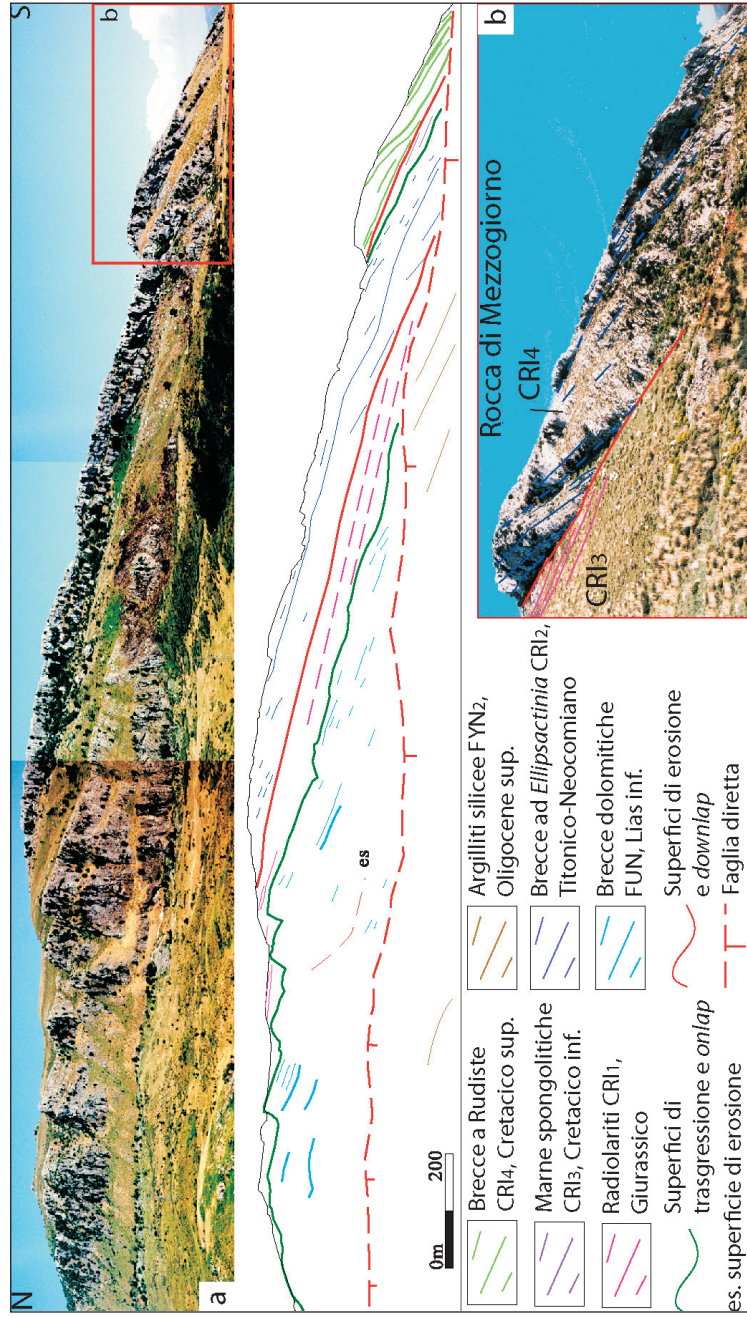


Fig. 28 - Line drawing of Rocca di Mezzogiorno (settore meridionale di Monte San Calogero), mostrante i rapporti stratigrafico-fisici della porzione Giurassico-Cretacico della successione Imerese (a). Le linee continue rappresentano i limiti dei cicli di facies trasgressivo/regressive del secondo ordine. Le linee più spesse evidenziano i limiti di sequenze del terzo ordine. (b) Dettaglio dei rapporti di discordanza (downlap) del corpo risedimentato del Cenomaniano (CRI₄) con i sottostanti depositi pelagici del Cretaceo inferiore (CRI₃); tratto da BASILONE (2009).

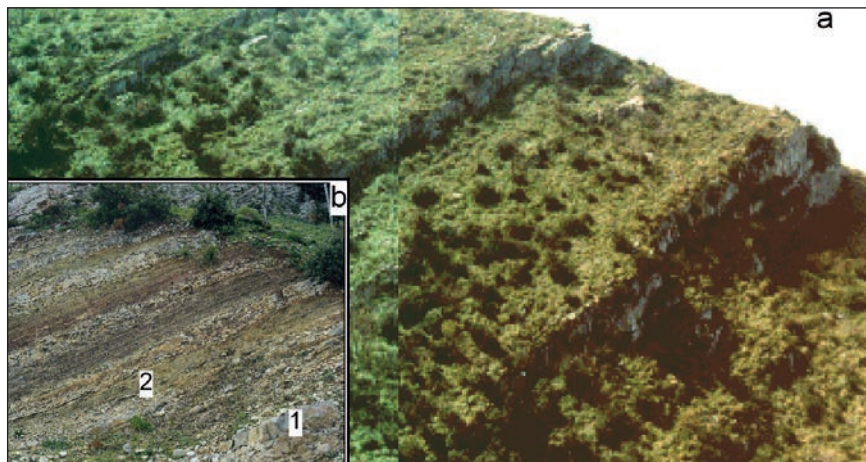


Fig. 29 - Porzione sommitale dei calcari con selce (Formazione Scillato, Triassico superiore) della successione di Monte San Calogero, mostrante l'organizzazione stratale in parasequenze e con trend regressivi dell'associazione di litofacies terminali (a), costituite dalle litologie mostrate in (b) dove si riconoscono: rudstone-grainstone (1) e alternanze di argilliti e calcilutiti (2).

clinostratificazioni interne e andamenti regressivi delle facies (BASILONE, 2000). I depositi poggiano sui sottostanti calcari della formazione Scillato, con rapporti di discordanza di tipo *downlap* e di erosione (BASILONE, 2009).

In località Monte Pignatazzo, in prossimità del Monte San Nicasio e nella successione del Castello affiorante nell'abitato di Termini Imerese (BASILONE 2000; CONTINO, 2005), le dolomie Fanusi sono interessate da intercalazioni di argille marnose grigio-verdastre, giallastre se alterate, in pacchi di spessore da centimetrico a decimetrico, raramente metrico. Nella regione delle Madonie (settore nord-orientale del Foglio), affiorano a Monte Fanusi (che è anche la località tipo della formazione), sul versante Ovest di Pizzo Castellazzo, a Vallone Crisanti e da Casa Crisanti fino al versante nord di Pizzo Antenna, in una estesa fascia orientata circa SSO-NNE, dislocata da numerose faglie.

L'età viene riferita, per posizione stratigrafica al Liassico inferiore, essendo compresa tra i calcari con selce del Retico della formazione Scillato e i calcari a crinoidi datati al Liassico medio.

BROQUET (1968), OGNIBEN (1960), SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) e CAFLISCH (1966) hanno descritto le “dolomie Fanusi” come sedimenti neritici ed interpretano la loro interposizione, tra i calcari della formazione Scillato e gli “Scisti Silicei” (radiolariti) della Formazione Crisanti, come il risultato di una temporanea migrazione (verso sud) delle facies neritiche durante il Triassico superiore. MONTANARI (1966) e SCANDONE *et alii* (1972), al contrario, sottolineano

le caratteristiche di rideposizione e ne descrivono i meccanismi. BASILONE (2000; 2009) interpreta l'unità dolomitica come *apron* carbonatico. Dibattuta è l'origine del processo di dolomitizzazione, generalmente indicato come avvenuto in ambiente marino (ROURE *et alii*, 2002).



Fig. 30 - Organizzazione stratale ciclica tra le doloruditi in banchi metrici e le doloareniti in strati sottili delle dolomie della formazione Fanusi (Rocca di Mezzogiorno, Monte San Calogero).

4.4.4 - Calcarei a crinoidi e brecce di Altofonte (MCD)

Alternanze di marne rossastre e giallastre scagliettate e di calcareniti molto ricristallizzate, organizzate in strati a giacitura tabulare e di spessore decimetrico, contenenti articoli e piastrine di crinoidi (*Pentacrinus* sp), bioclasti ed alghe.

L'unità, cui è stata assegnata un'età Liassico medio-superiore, presenta variazioni laterali di spessore che, mediamente, si attengono sui 12-15 m e terminazioni discordanti (*onlap*) con le sottostanti dolomie Fanusi (BASILONE, 2000). Il limite superiore è una superficie netta di cambio litologico, dove a volte è possibile riscontrare una lieve discordanza (2° - 3°) di tipo *onlap* con le marne e radiolariti variegiate della formazione Crisanti.

Questa unità, quando cartografabile, costituisce un importante livello guida ben visibile nei Monti di Termini Imerese nella sezione di Rocca di Mezzogiorno, di Monte Rotondo ed al Castello di Termini (BASILONE, 2000; CONTINO, 2005) mentre nelle Madonie si rinviene nei dintorni di Collesano.

Nelle successioni misurate a Pizzo Antenna, Cozzo Morto, Vallone Marabili-

ce e Monte dei Cervi si rinviene un litosoma, variabile da pochi metri a 60 m (P.zo Antenna) costituito da calciruditi e breccie a grossi frammenti di coralli (Fig. 31), spugne ed altri organismi di scogliera (in gran parte risedimentati da depositi triassici, breccie di Altofonte, MCD_a). Particolarmente significativi sono i frammenti di coralli coloniali, spesso ben conservati, a costituire anche livelli di breccie monogeniche.

Questi corpi, ove presenti, si distinguono dalle breccie ad *Ellipsactinia*. L'esiguità degli spessori e la mancanza di continuità laterale non ne permette una chiara correlazione. Questi depositi sono maggiormente diffusi negli affioramenti di Piana degli Albanesi (Fogli "Caccamo" e "Corleone").



Fig. 31 - Breccie a coralli e spugne nei Calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (MCD_a). Località Piano della Madonna (Monte dei Cervi).

4.4.5 - Formazione Crisanti

La formazione (istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) corrisponde ad una successione di *mudstone-wackestone* a radiolari, radiolariti e calcari selciferi cui si intercalano, episodicamente, livelli di carbonati e breccie carbonatiche risedimentate. I grani carbonatici provengono dalla frantumazione di corpi litologici della piattaforma carbonatica (Panormide) e del suo margine; questi livelli raggiungono spessori ragguardevoli, spesso correlabili a distanza. La formazione Crisanti è stata suddivisa in membri (BASILONE, 2000; 2001) che sono stati cartografati separatamente (vedi Fig. 26). Le distinzioni, qui introdotte, ed il dettaglio cartografico, sono generalmente assenti nella cartografia precedente. BROQUET (1968), ad esempio, differenzia solamente il livello dei calcari del Cenomaniano rispetto ai sottostanti litotipi dell'intera formazione. L'età della formazione è compresa tra il Liassico superiore ed il Cretacico superiore (fino al Senoniano).

I quattro membri, risultano così caratterizzati dal basso:

4.4.5.1 - Formazione Crisanti - membro delle radiolariti (CRI₁)

L'unità è costituita da una monotona successione di strati radiolaritici (*bedded cherts*) o di calcari selciferi (*mudstone* silicei) prevalentemente decimetrici, ben stratificati, ricchi in radiolari ed in spicole di spugna, alternati ad argilliti silicee (*mudshales*) di colore nero e grigio-scuro (Fig. 32) per uno spessore che varia da 30 a 80 m (con valori medi di 50 m).

L'aspetto cromatico del corpo radiolaritico è espresso da una costante variabilità verticale dal grigio-verde alla base, al nerastro fino al rosso cupo nelle parti terminali del corpo radiolaritico (CONTINO, 1990).

Affiorano sul Monte San Calogero, sul Monte Rotondo, nella successione del Castello di Termini lungo la via Serpentina e nel settore madonita del Foglio, lungo il versante sud di Cozzo Castellazzo, al Monte dei Cervi e nei Monti di Caltavuturo e Sclafani.

A Vallone Crisanti, nelle Madonie, dove la formazione (a tutt'oggi non ancora validata dalla CIS) è stata istituita (SCHMIDT DI FRIEDEBERG *et alii*, 1960), e nella successione di Sclafani Bagni, inseriti tra le radiolariti, affiorano 20 metri di calcari grigi micritici con selce, cui BROQUET (1968) assegna un'età liassica sulla base della presenza di foraminiferi di facies quali *Lenticulina varians* (BORNEMANN), *Nodosaria fontinensis* (BERTHELIN), *Dentalina mucronata* NEUGEBOREN.

Intercalazioni di rocce eruttive di tipo alcali-basaltico, grigio verdognole, spesso vacuolari a grana fine affiorano nel Vallone Crisanti e nei pressi della sor-



Fig. 32 - Affioramento del membro radiolaritico della formazione Crisanti (CRI₁). Radiolariti nere giurassiche della successione di Sclafani Bagni

gente Golfone ad 1 km circa dal bivio Polizzi-Collesano-Scillato. Queste rocce vulcaniche sono state correlate da FABIANI & RUIZ (1932) con i livelli tufacei di Roccapalumba datati al Bajociano.

L'analisi paleontologica sui campioni raccolti ha mostrato un contenuto fossile costituito da radiolari, spicole di spugna, foraminiferi (*Trocholina* spp., *Aeolisaccus* spp.), alghe (*Thaumatoporella* spp.), lamellibranchi pelagici (*Bositra* sp.); in base, anche, alle descrizioni di GEMMELLARO (1886) l'età del membro è racchiusa nell'intervallo Liassico superiore - Malm inferiore.

4.4.5.2 - Formazione Crisanti - membro delle brecce ad *Ellipsactinia* (CRI₂)

E' rappresentato da brecce calcaree e calcareniti ad elementi di calcari di piattaforma con fauna e flora del Malm-Neocomiano (Titonico in particolare). Nelle brecce ad *Ellipsactinia* si riconoscono due litofacies principali. Quella inferiore, costituita da conglomerati grossolani fango-sostenuti (ben osservabile nella successione della Rocca di Termini Imerese) presenta giacitura massiva con base fortemente erosiva (Fig. 33) e stratificazione decimetrica nella parte sommitale, costituita da calcari oolitici, per uno spessore medio di 50 m circa, variabile dai 30 agli 80 m. A luoghi, si alterna con marne argillose verdastre sottilmente laminate con giaciture lenticolari. La litofacies superiore è caratterizzata da alternanze di calciruditi e calcareniti gradate e laminate che si presentano in corpi ben stratificati e con spessori variabili (20-30 metri).

Lo spesso litosoma si sovrappone su una superficie di erosione e con terminazioni di tipo *downlap* sulle sottostanti radiolariti come è ben osservabile negli affioramenti delle successioni del Castello di Termini, di Rocche di Mezzogiorno, di Vallone Crisanti e di Sclafani Bagni (Figg. 26, 27 e 28).

Questi depositi si rinvencono, in particolare, alle quote più elevate di Pizzo del Fungo, Monte San Nicasio, Rocca di Mezzogiorno nella dorsale di Monte San Calogero. Affiorano, inoltre, a Monte d'Oro (o Monte Rosso) di Collesano e alle Rocche di Caltavuturo e Sclafani. Nelle Madonie, le brecce ad *Ellipsactinia* affiorano in ampie aree e costituiscono gran parte del versante meridionale di Monte dei Cervi.

I clasti delle brecce contengono una fauna con frammenti di idrozoi del tipo *Ellipsactinia* sp., coralli, molluschi, gasteropodi, foraminiferi (*Charentia* sp., *Protopeneroplis* sp., *Trocholina alpina* LEUPOLD, *T. elongata* LEUPOLD), una flora rappresentata da alghe dasicladaceae (*Pseudocymopolia* sp., *Cylindroporella* sp., *Neomeris* sp.), *ClYPEINA jurassica* FAVRE e organismi problematici (*Lithocodium*

aggregatum ELLIOTT, *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Shamovella obscura* (MASLOV), *Tubiphytes morronensis* CRESCENTI). Nella scarsa matrice si rinvencono *Stomiosphaera moluccana* WARNER e tintinnidi (*Calpionella elliptica* (CADISCH).

Dal punto di vista paleoambientale questi depositi sono stati considerati come risedimentati lungo *canyon* erosivi (SCANDONE *et alii*, 1972), come tipici di margine di bacino (ABATE *et alii*, 1982) o di base di scarpata carbonatica (*debris flow*, BASILONE, 2000; 2009).

4.4.5.3 - Formazione Crisanti-membro marnoso-spongolitico (CRI₃)

E' rappresentato da un corpo dello spessore medio di circa 70 metri di *mudstone* a radiolari rosso vinaccia a volte laminati, calcari selciferi, diaspri alternati ad argilliti silicee variegate e marne silicee, prevalentemente rossastri o verdastri con granuli di quarzo clastico, e rosso pallido a spicole di spugna, radiolari e foraminiferi (*Ticinella primula* LUTERBACHER, *Dorothia filiformis* (BERTHELIN), *D. oxycona* BERTHELIN, *D. gradata* (BERTHELIN), *Marginulina planiscula*, *Saracenoria* aff. *forticosta*). La porzione sommitale dell'unità mostra *packstone* radiolaritici con frammenti di rudistidi ed orbitolinidi. L'unità poggia (con una lieve discordanza stratale di tipo *onlap*) sui depositi sottostanti.

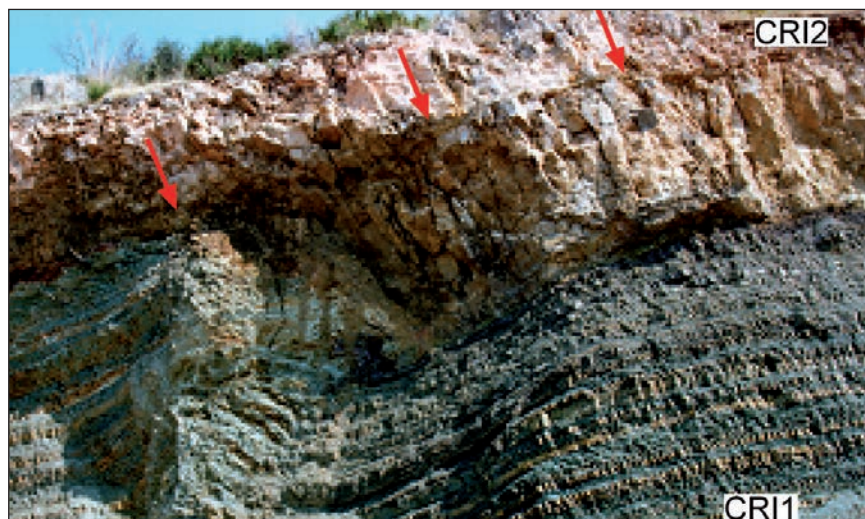


Fig. 33 - Calcari ad *Ellipsactinia* (CRI₂) e radiolariti nere (CRI₁). Il raccorciamento espresso dal piegamento delle radiolariti è assorbito, verso l'alto, dal raddoppio del corpo carbonatico (CRI₂) lungo la superficie evidenziata con le frecce. Monte Petroso (Monti di Trabia).

Alla base della successione di Monte d'Oro (Collesano) sono visibili dei calcari grigiastri gradati e silicizzati, costituiti da frammenti di calcari di piattaforma con caprinidi, orbitoline e alghe calcaree, alternati a marne rosso mattone o rosso vinaccia, spesso silicizzate. Nella successione dell'abitato di Sclafani Bagni e a Rocca di Mezzogiorno (Monte San Calogero), banchi decimetrici di calcareniti grossolane a frammenti di caprinidi e foraminiferi bentonici si intercalano nella porzione sommitale della successione. Il membro viene datato all'intervallo Aptiano-Albiano sulla base degli organismi risedimentati (*Orbitolina paronai*), essendo di difficile riconoscimento o non sempre significativo il contenuto in radiolari.

4.4.5.4 - Formazione Crisanti - membro delle brecce a Rudiste (CRI₄)

Il membro è rappresentato da brecce calcaree e da banchi calciruditici e bio-calcarenitici a frammenti di rudiste, orbitoline ed orbitoidi.

Lungo la successione di Rocca di Mezzogiorno (Fig. 28 b), dove sono stati misurati gli spessori maggiori (BASILONE, 2000) si distinguono più litofacies rappresentative dell'unità. Si osservano sequenze torbiditiche, con i classici livelli di BOUMA, più o meno complete e racchiuse in un singolo corpo stratale, mediamente spesso un metro, in cui si riconoscono, a partire da una superficie erosiva: *floatstone* disorganizzati e gradati in senso diretto, *grainstone* gradati, *grainstone* fini con allineamento dei granuli, *packstone* con laminazione pian-parallela e/o incrociata, *wackestone-mudstone* laminati. L'intero corpo risedimentato, organizzato in sequenze *thickening* e *coarsening upwards*, è, nel complesso, un sistema torbiditico, con geometrie interne discordanti e progradanti, laminazioni e conche di erosione.

Il contenuto fossilifero di questi calcari è dato prevalentemente da *Orbitolina* sp., orbitoidi, frammenti di crinoidi, alghe, coralli, rudiste e prismi di possibili *Inoceramus* sp.. L'età di questi strati, sulla base del contenuto microfaunistico ad Orbitoline (*Orbitolina trochus* (FRITSCH), *O. texana* (ROEMER)) ed a foraminiferi planctonici (*Rotalipora appenninica* (RENZ), *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI)) è riferibile al Cenomaniano.

A luoghi, sulle litologie prima descritte seguono calcari risedimentati grigio scuri in strati sottili contenenti frammenti di crinoidi, di lamellibranchi, *Orbitoides media* (D'ARCHIAC), *Siderolites* cf. *calcitrapoides* LAMARCK e marne verdi con foraminiferi planctonici (*Globotruncana* spp.) per uno spessore complessivo di ca. 20 m. Questi litotipi sono databili complessivamente all'intervallo Campaniano-Maastrichtiano.

Alla sua base è spesso rilevabile un conglomerato poligenico (*debris flow*) contenente ciottoli di varia natura, calcari dolomitici, calcari selciferi e, talvolta, frammenti di rocce vulcaniche per uno spessore di circa due metri.

Complessivamente l'età del membro è stata ascritta al Cretacico superiore (Cenomaniano-Maastrichtiano) seppur sono presenti, lungo la successione, alcune lacune sedimentarie che comprendono il Turoniano, il Coniaciano e il Santoniano (Montanari, 1966). Lo spessore dell'unità varia dai 20 agli 80 metri. Sono noti anche come "Calcari del Cenomaniano" (BROQUET, 1968).

Il membro delle brecce a Rudiste è ubiquitario nelle aree di affioramento delle successioni Imeresi, tanto nel settore occidentale quanto in quello orientale (Maddonie) del Foglio.

4.4.6 - Formazione Caltavuturo (CAL)

I depositi della formazione, eretta da SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) in Contrada Vera Luce (dintorni dell'abitato di Caltavuturo) ed in via di validazione da parte della CIS, sono:

- calcilutiti e calcisiltiti a liste a noduli di selce rossastre o variamente colorate (Fig. 34), in strati decimetrici, a luoghi interamente silicizzate, con intercalazioni di marne color rosso vino e di biocalcareni gradate e laminate (Ta-b, Ta-c) e frequenti *slump* (Eocene);

- calciruditi e calcareniti gradate e laminate, in strati decimetrici (litofacies delle brecce a nummulitidi), con frequenti intercalazioni di marne tenere verdastre o rossastre e calcilutiti più o meno argillose con evidente laminazione piano parallela ed abbondanti piste di limivori, che raggiungono spessori di circa 15 m (Eocene medio-superiore);

- marne ed argilliti calcaree grigiastre con calcareniti a macroforaminiferi (*Nephrolepidinae*) intercalate e frequenti *slumps*, con spessori di circa 10 m (Oligocene inferiore).

Lo spessore dell'unità varia dai 50 ai 150 metri.

Gli affioramenti qui cartografati sono di gran lunga più estesi rispetto a quelli segnalati dagli AA. precedenti così come nuova è la segnalazione della potente intercalazione di brecce calcaree affiorante, in particolare, nella Contrada La Lista, versante orientale del Monte S. Calogero, nell'estremità meridionale di Rocca di Mezzogiorno, alla Rocca di Sclafani e alla Rocca di Sciara ed alle pendici meridionali di Monte dei Cervi. A Monte dei Cervi i terreni della formazione Caltavuturo affiorano in una fascia orientata circa O-E con generale immersione verso sud e alti valori di inclinazione.

Questi depositi poggiano sul sottostante membro delle brecce a rudiste della

formazione Crisanti attraverso una superficie di discordanza di tipo *onlap*, che marca una sostanziale lacuna.

Il contenuto fossilifero autoctono è dato da foraminiferi planctonici spesso mal conservati (*Morozovella subbotinae* (MOROZOVA), *M. formosa gracilis* (BOLLI), *M. aragonensis* (NUTTALL), *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *G. pseudovenezuelana* BLOW & BANNER, *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN, *Globigerinatheka semi-involuta* KEIJZER, *G. index* (FINLAY), *Acarinina bullbrookii* (BOLLI), *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Globigerina* spp.), radiolari, spicole di spugna (diffusi in tutti i livelli) e i nannofossili calcarei *Nannotetrina* spp. e *Discoaster subloedenensis* (biozona a *Discoaster subloedenensis* - *Nannotetrina fulgens*), *Sphenolithus predistentus* BRAMLETTE & WILCOXON, *D. saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *D. barbadiensis* TAN (biozona *Discoaster saipanensis* – *Sphenolithus pseudoradians*). Queste forme caratterizzano biozone (NP14-20) ricadenti nell'Eocene inferiore medio e superiore. Variabile è il contenuto biogeno ridepositato sotto forma di bioclasti di organismi di mare basso o gusci interi di macroforaminiferi bentonici (*Nummulites partschi* DE LA HARPE, *N. prelucasi* DOUVILLE, *Nephrolepidina* spp.). L'età della formazione è compresa tra il Paleocene e l'Oligocene inferiore; può essere estesa, verso il basso, alla sommità del Cretacico superiore.

Un recente studio lito- e biostratigrafico (BENEDETTI & PIGNATTI, 2008) della formazione Caltavuturo è stato compiuto nell'area di Portella di Colla (ricadente nel Foglio “Castelbuono”) al limite orientale con il Foglio in oggetto.

La successione consiste di argille marnose con sottili livelli di microbreccie a foraminiferi bentonici, rosse alla base e grigie verso l'alto. Secondo gli A.A.



Fig. 34 - Alternanza di calcilutiti marnose e marne verdastre con calcilutiti marnose e marne rosse affiorante in Contrada Vera Luce, sezione tipo della formazione Caltavuturo.

la formazione ricopre l'intervallo Priaboniano-Rupeliano ed è caratterizzata da una ricca fauna di foraminiferi agglutinanti (DWAF) che testimonia di un paleoambiente originariamente ben ossigenato e di condizioni mesotopiche via via passanti a condizioni oligotrofiche con riduzione dell'ossigeno ed infine ad un approfondimento della colonna d'acqua ed incremento di nutrienti. Lo studio, molto significativo, conferma come la progressiva riduzione di ossigeno al fondo durante il Rupeliano è coerente con il successivo arrivo nel bacino dei materiali terrigeni che costituiranno il flysch numidico.

4.4.7 – Successione di Monte Pileri

Particolarmente significativa per lo studio della porzione triassica dei depositi del Bacino Imerese è la successione visibile lungo la sponda destra del Fiume S. Leonardo, alle pendici occidentali del Monte Pileri (CONTINO, 1990).

Alla base, affiorano i terreni pertinenti alla formazione Mufara ed in particolare alla litofacies delle arenarie quarzoso-micacee (MUF_b) nel quale sono distinguibili i seguenti intervalli:

a) argilliti micacee grigio-verdi, con sottilissima laminazione da ondulata a parallela e con intercalazioni di arenarie quarzoso-micacee, verdastre ed a grana fine, in livelli centimetrici con impronte di corrente. Le intercalazioni arenacee, dapprima rade, divengono più frequenti verso l'alto. A più altezze stratigrafiche si rinvencono intercalazioni di calcilutiti grigie, sottilmente laminate, che in sezione presentano un grande numero di lamellibranchi pelagici a guscio molto sottile e radiolari sostituiti da calcite;

b) arenarie quarzoso-micacee, a grana fine, talvolta carboniose, in strati da centimetrici a decimetrici, sui toni grigio-verde e rosso vinaccia che si alternano fittamente ad argilliti micacee grigio-brunastre o grigio-verdastre in pacchetti centimetrici. Le arenarie quarzoso-micacee presentano caratteristici *ripples*;

c) argilliti micacee brunastre, grigio-verdi o vinaccia, con rade intercalazioni di arenarie quarzoso-micacee, a grana fine, in sottili livelli (al massimo di 1-2 cm), sui toni grigio-verde o rosso fulvo con intercalazioni di calcilutiti laminate grigiastre o grigio-nerastre con fauna a conodonti (*Paragondolella polignathiformis noha* BUDUROV & STEFANOF e *Gladigondolella tethydis* HUKRIEDE) del Carnico medio e lamellibranchi pelagici, quarzo clastico e radiolari sostituiti da calcite. Localmente, si riscontrano calcareniti oolitiche (*grainstone* oolitico-oncolitico) che, oltre ad ooidi ed oncoidi, presentano una ricca fauna con radioli di echinidi, placche dentarie di pesci, foraminiferi bentonici e planctonici.

Seguono i livelli pertinenti alla formazione Mufara s.s. qui costituiti da argilliti siltose da grigio scuro a grigio chiaro, raramente rosate, sottilmente stratificate

con, a luoghi, intercalazioni di calcilutiti e/o calcisiltiti fini grigiastre. Nelle calcilutiti si possono reperire impronte di lamellibranchi pelagici (halobidi) e carapaci di crostacei (*Cyzicus* sp.).

Queste litofacies passano verso l'alto ai depositi della formazione Scillato, rappresentati da un centinaio di metri di: a) calcilutiti grigie con liste e noduli di selce grigio bluastra che alla base si alternano a marne giallastre o verdastre a *Cyzicus* sp. Si riscontrano frequenti fenomeni di dolomitizzazione (questa ultima interessa talvolta anche i noduli di selce che risultano sostituiti da druse di dolomite ferrifera); b) marne vinaccia o rosso mattone con intercalazioni di calcari marnosi grigiastri o grigio verdastri.

La successione si chiude con i depositi della formazione Fanusi (doloareniti e doloruditi grigiastre o biancastre), potenti al massimo un centinaio di metri, e dai livelli basali della formazione Crisanti (radiolariti ed argilliti silicee).

4.4.8 – Successione del Castello di Termini Imerese

Particolarmente significativa per la mole di studi dedicata, è la successione del Castello di Termini Imerese (DI STEFANO, 1888; RANGIN, 1973; CAMOIN, 1982; BASILONE, 2000; CONTINO, 2007). Dal basso si succedono (Fig. 35):

1. Dolomie e marne dolomitiche (FUN) per uno spessore di 56 m in cui sono riconoscibili: a) breccie dolomitiche clasto-sostenute in banchi della potenza di alcuni metri con gradazione diretta e base erosiva (tipo canale erosivo, Fig. 36). b) ruditi e areniti dolomitiche (*rudstone* fini e *grainstone* bianco-grigiastri, *grain flow*) con gra-

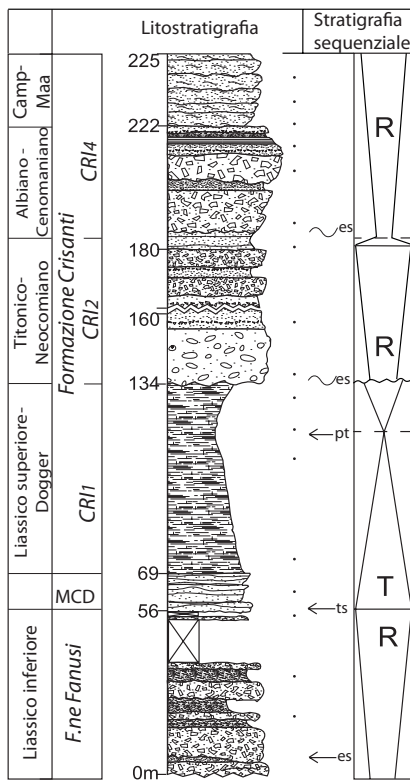


Fig. 35. Sezione colonnare della successione del Castello di Termini Imerese e interpretazione stratigrafico-sequenziale per la ciclicità di primo ordine (da BASILONE, 2000). Legenda, es: superficie di erosione sottomarina; ts: superficie di trasgressione; pt: superficie di massima trasgressione; R: regressione; T: rasgressione; i punti indicano la posizione dei campioni prelevati.

nuli allineati; verso l'alto dololutiti laminate. c) marne dolomitiche giallo-verdastre con aggregati di pirite, sterili al lavaggio e dolosiltiti laminate in pacchi dello spessore metrico; si ritrovano come riempimento di canali. Le litofacies prima descritte sono organizzate ciclicamente in sequenze di facies *thinning* e *fining upwards*. Età imprecisabile, ma più antica del Sinemuriano-Carixiano (età dei calcari e marne a crinoidi, MCD) e più recente del Retico (formazione Scillato).

2. Calcarei a crinoidi (MCD), discordanti sulle sottostanti dolomie, e potenti una quindicina di metri. Si riconoscono calcareniti encrinitiche, *grainstone* grigi e biancastri a giacitura tabulare localmente lenticolare, con piastrine e articoli di crinoidi (*Pentacrinus* sp.), aculei di echinidi, frammenti e gusci di lamellibranchi, di alghe cianofeece tipo *Cayeuxia* sp.. Marne encrinitiche di colore rosso o verdastro con frammenti di bioclasti e granuli di quarzo si alternano regolarmente. In queste ultime, GEMMELLARO (1886) segnala una ricca fauna a brachiopodi (*Rhynchonella furcillata* THEOD, *Rhynchonella zitteli* GEMMELLARO, *Rhynchonella sicula*, WALDHEIMA, *Rhynchonella (Ismenia) sicula*, *Kingena deslongchampsii* DAVIDSON e *Pygope aspasia* MENEGHINI), ed esemplari di *Pentacrinus jurensis* SCHNORF, *Cidaris* cf. *erbaensis*, *Belemnites* spp. DI STEFANO (1888) ritiene, invece, che i brachiopodi siano pertinenti al genere *Koninckella*. La fauna è comunque indicativa dell'intervallo Liassico medio superiore (Sinemuriano-Carixiano).

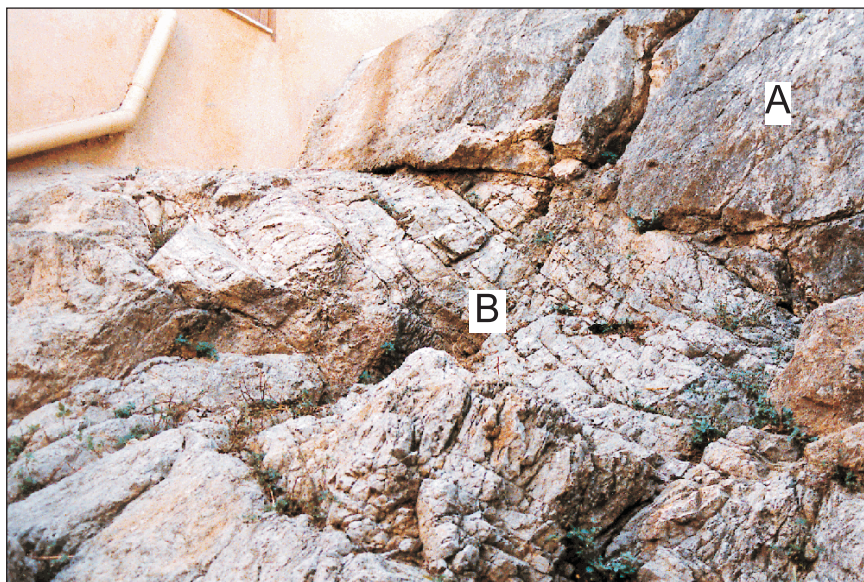


Fig. 36 - Superficie di erosione intraformazionale tra la litofacies delle doloruditi grossolane (A) e la litofacies doloarenitica (B) della formazione Fanusi. Successione del Castello di Termini Imerese.

3. Radiolariti e argilliti (membro delle Radiolariti, CRI₁) paraconcordanti su MCD potenti 65 m. Affiorano *mudstone* a radiolari di colore nerastro e subordinatamente rossi e gialli a diffusa silicizzazione con laminazione e bioturbazioni. Sono presenti partimenti di argilliti silicee fissili grigio-verdastre, con lenti costituite da articoli e piastrine di crinoidi disarticolati e abrasì. L'età, desunta per posizione stratigrafica, è Liassico superiore-Malm inferiore. In marcata discordanza (di tipo *downlap*) e contatto erosivo, seguono:

4. Breccie calcaree e calcari ad *Ellipsactinia* (membro breccie ad *Ellipsactinia*, CRI₂). L'unità si presenta come un litosoma da massivo a mal stratificato con base erosiva e struttura brecciforme, dello spessore di circa 45 m, costituita, dal basso, da: conglomerati in strati massivi (*debris flow*), marne verdi lenticolari intercalate; breccie (*floatstone-rudstone*) con clasti di derivazione neritica; *grainstone* gradati e laminati e *mudstone-wackestone* grigio-biancastri. Questi depositi formano sequenze di facies con *trend thickening* e *coarsening upwards* e geometrie progradanti. Contengono frammenti di *Ellipsactinia* sp., di coralli, alghe dasycladacee (*Pseudocymopolia* sp., *Cylindroporella* sp., *Neomeris* sp.), foraminiferi (*Charentia* sp., *Protopeneropolis* sp., *Trocholina elongata* LEUPOLD) organismi tipo *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Shamovella obscura* (MASLOV), *Bacinella irregularis* RADOICIC, *Tubiphytes morronensis* (CRESCENTI) e, nella matrice, esemplari di calpionellidi (*Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* [CADISCH], *Calpionellopsis oblonga* CADISCH). L'età corrisponde all'intervallo Malm superiore-Neocomiano.

5. Calcari bioclastici gradati con alternanze di marne verdastre più frequenti verso l'alto (equivalente temporale del membro marnoso-spongolitico). I clasti sono frammenti di rudiste (*Toucasie* e *Requenie*), di spugne, alghe dasycladacee, orbitolinidi e textularidi. Sulla base della presenza di requienidi ed orbitolinidi, il litosoma carbonatico, viene assegnato al Barremiano-Aptiano. Appare correlabile temporalmente con il membro spongolitico e argillitico diffuso nell'area delle Madonie e dei Monti di Termini Imerese, ma assente o assai ridotto nella successione del Castello di Termini.

6. Calcari bioclastici e breccie a rudiste e orbitolinidi si susseguono, per uno spessore di 39 m, su una superficie di erosione. Sono presenti a) *floatstone* con elementi di biolititi a rudiste (del genere *Himaerelites-Sellaea*, *Polyconites* sp.), caprinidi (tra cui *Caprina adversa* D'ORBIGNY), con frammenti di selci stratificate rimaneggiati dai depositi sottostanti; b) *grainstone* laminati e gradati con *Orbitolina* (*Palorbitolina lenticularis praecursor* MONTANARI, *Orbitolina* spp., *Orbitolina texana texana* ROEMER), *Rectidictyoconus giganteus* (SCHROEDER), miliolidi, trocamminidi, frammenti di rudistidi; c) marne verdi e giallo-brunastre. Le faune presenti hanno determinato un'età Albiano-Cenomaniano medio (RANGIN, 1973; CAMOIN, 1982).

7. Seguono, in paraconcordanza, 21 m circa di calcari bioclastici con orbitoidi (*Orbitoides media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitrapoides* (LAMARK), *Omphalocyclus macroporus* (LAMARK), *Lepidorbitoides* sp.), frammenti di crinoidi e di lamellibranchi, radiolitidi; a questi litotipi si intercalano marne verdi e gialle lenticolari contenenti *Globotruncana lapparenti* BROTZEN, *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncana linneiana* (?), che indicano per questo intervallo carbonatico un'età Campaniano-Maastrichtiano inferiore.

Il termine più alto della successione è rappresentato da pochi metri di calcilutiti bianche con *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHMAN), *Globotruncanita stuarti*, heterohelicidae e frammenti di radiolitidi risedimentati. Questo contenuto fossilifero data il deposito fino al Maastrichtiano non sommitale.

4.4.9 – Stratigrafia sequenziale del Bacino Imerese

Studi stratigrafico-sequenziali delle successioni carbonatiche triassico-paleogeniche del Bacino Imerese (Monti di Termini Imerese e Madonie occidentali) hanno permesso di riconoscere una ciclicità sedimentaria indotta principalmente da oscillazioni relative del livello marino (BASILONE, 2000; 2009). La successione del Bacino Imerese è caratterizzata da corpi carbonatici risedimentati che si inseriscono ciclicamente in una successione calcareo-silicea pelagica ed emipelagica compresa nell'intervallo Triassico superiore-Oligocene inferiore. La successione appare come un tipico esempio di un margine di bacino caratterizzato da facies carbonatico-clastiche, derivanti dallo smantellamento di aree di piattaforma, con evidenti caratteri di progradazione (Figg. 37 e 28).

L'analisi stratigrafico-sequenziale e l'analisi dei cicli di facies trasgressivo/regressive, che si è avvalsa dei metodi della stratigrafia fisica e dell'analisi di bacino (VAIL, 1987; VAIL *et alii*, 1977; 1991), eseguita in alcune successioni carbonatiche imeresi del Foglio ha permesso di riconoscere numerose superfici di discontinuità, geometrie e terminazioni stratali utilizzate per la suddivisione dei corpi sedimentari in sequenze deposizionali (MITCHUM *et alii*, 1977).

I caratteri stratigrafici riconosciuti nelle successioni di bacino sono stati confrontati con quelli dei coevi termini delle successioni di piattaforma carbonatica (Panormide) per operare una possibile comparazione.

Questi studi hanno portato al riconoscimento di 4 principali cicli trasgressivo/regressivi nell'intervallo compreso tra il Triassico superiore e il Paleogene (Fig. 37). Ogni ciclo è delimitato da superfici di discontinuità erosiva, generalmente accompagnati da testimonianze di esposizione subaerea, paleocarsismo, filoni sedimentari, faglie sinsedimentarie e fenomeni di *uplift* e, al loro interno, da superfici di *downlap* che separano i depositi trasgressivi da quelli regressivi.

Il primo ciclo comprende i depositi della fase regressiva triassico-liassica, delimitati al tetto da una superficie di discontinuità erosiva esasperata dagli effetti della tettonica e dalla superficie di massima regressione al tetto dell'unità dolomitica liassica (formazione Fanusi).

Il secondo ciclo comprende i termini del giurassico-cretacico inferiore ed è limitato alla base da una superficie di *onlap* a partire della quale si sviluppa una successione trasgressiva (membro delle radiolariti della formazione Crisanti) cui segue una sequenza regressiva, delimitata dalla precedente, da una superficie di *downlap*, che è rappresentata dai depositi del Titonico-Neocomiano del membro delle brecce ad *Ellipsactinie* (formazione Crisanti).

Il terzo ciclo riconosciuto comprende i restanti termini cretacicci della successione, rappresentati dai depositi del membro delle marne spongolitiche della formazione Crisanti (fase trasgressiva) e dal membro delle brecce a rudiste e orbitoline che ne rappresenta la fase regressiva. Il limite inferiore del ciclo è una

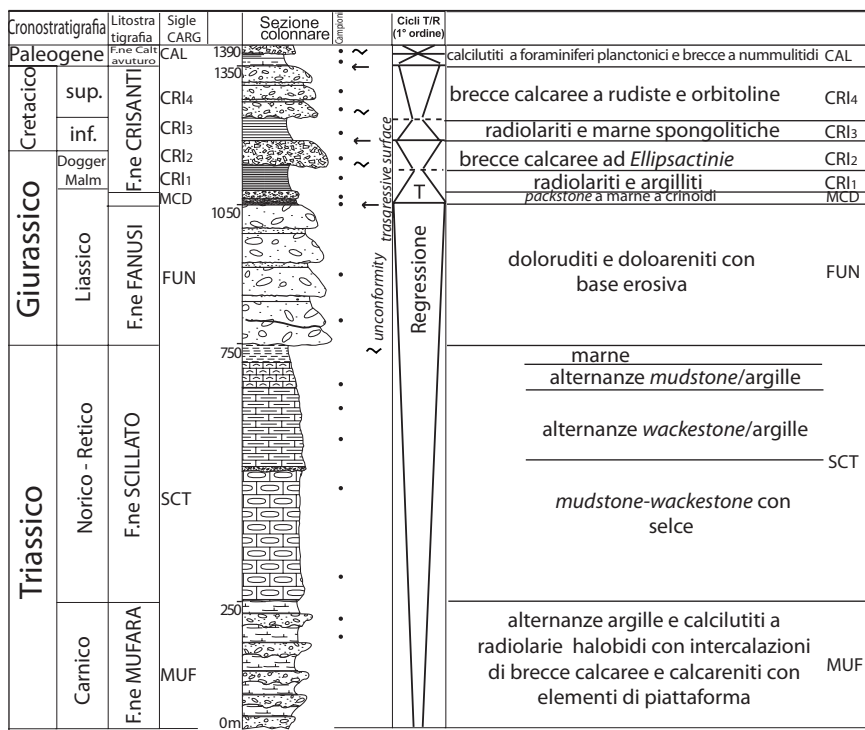


Fig. 37 - Interpretazione stratigrafico-sequenziale della successione-tipo mesocenoica del Dominio Imerese (modif. da BASILONE, 2000).

superficie di *onlap* e le due fasi trasgressivo/regressive sono delimitate da una significativa superficie di *downlap*, accompagnata da erosione sottomarina.

Il ciclo finale comprende i litotipi della formazione Caltavuturo ed è compreso nell'intervallo Paleocene-Oligocene inferiore. La fase trasgressiva, limitata inferiormente da una superficie di trasgressione con geometrie tipo *onlap*, è rappresentata dalle calcilutiti e marne a foraminiferi planctonici. La fase regressiva è rappresentata dalla litofacies delle brecce a foraminiferi bentonici che compare nella porzione sommitale della successione pelagica della formazione Caltavuturo; il limite fisico tra le due fasi è una superficie di *downlap* a luoghi rappresentata da una superficie di erosione.

L'origine dei cicli prima descritti è stata correlata con gli eventi tettonici mezozoici di *syn-* e *post-rift* che hanno condizionato l'evoluzione del margine continentale africano e assumono così il significato di cicli tettono-eustatici (VAIL *et alii*, 1991).

4.5- DEPOSITI DEL DOMINIO PANORMIDE

4.5.1- Introduzione

Le successioni Panormidi affiorano nel settore nord-orientale del Foglio, dove costituiscono la porzione settentrionale del massiccio carbonatico delle Madonie (Pizzo Dipilo) che si prosegue verso sud-est nel rilievo di Pizzo Carbonara (ricadente nell'adiacente Foglio "Castelbuono"). La successione carbonatica maggiormente rappresentata nelle Madonie è costituita da depositi in facies di piattaforma carbonatica e margine biocostruito, sviluppatasi dal Triassico superiore al Cretacico e da depositi di scarpata-bacino di età triassico- oligocenica (ABATE *et alii*, 1982).

Una carta della distribuzione delle principali litofacies carbonatiche nell'area madonita (ABATE *et alii*, 1982) ed una dettagliata analisi paleontologica e sedimentologica dei terreni giurassico-cretacei (CATALANO *et alii*, 1974) hanno già illustrato i caratteri dell'intero corpo carbonatico panormide affiorante nel presente Foglio e nell'adiacente Foglio "Castelbuono".

Lo studio dei depositi della Piattaforma Carbonatica Panormide del Foglio "Termini Imerese - Capo Plaia" non può prescindere dalle informazioni e dati provenienti dalle aree adiacenti, sia in affioramento che nel sottosuolo. Per questi motivi sono stati confrontati (e a volte integrati a scala regionale) i dati raccolti dagli AA. di queste note (vedi anche CATALANO *et alii*, 2004) e quelli resi pubblici da altri ricercatori. L'area presa in esame è la regione di affioramento di rocce carbonatiche, la cui interpretazione (in termini di facies, età ed ambiente

deposizionale) genera spesso punti di vista diversi. Svilupperemo, nel corso della trattazione di questo argomento, le problematiche più specifiche, illustrando i dati di partenza ed operando confronti con le posizioni di altri ricercatori.

Lo schema della Fig. 38 riassume i caratteri peculiari delle successioni Panormidi ed Imeresi per facilitare la lettura dei rapporti laterali esistenti tra questi depositi. Nelle prime 3 colonne sono state ricostruite le variazioni di facies di successioni generalmente attribuite ai depositi della Panormide.

Con riferimento specifico agli affioramenti del Foglio in studio, a Pizzo Dipilo sono ben riconoscibili i termini giurassico-cretacei della successione (inseriti nelle unità litostratigrafiche dei calcari di Piano Battaglia, PNB e di Pizzo Manolfo, CTI); sussistono, invece, incertezze sulla natura dei depositi dolomitici alla base della successione (descritti nel passato come formazione di Monte Quacella ed attribuiti al Triassico superiore (CERETTI & CIABATTI, 1965). Questi depositi, affioranti nei dintorni di Isnello, sul versante meridionale di Pizzo Dipilo, sono qui descritti come dolomie di Isnello (DIS).

Carattere di novità nella successione panormide di Cozzo Dipilo è il riconoscimento di unità litostratigrafiche mai prima segnalate, che non sono state cartografate per i loro esigui spessori (calcari a crinoidi ed encriniti rossastre e calcilutiti a calpionellidi).

4.5.2. – *Formazione Mufara (MUF)*

Alternanze di calcilutiti grigie e nerastre a grana fine con livelli biocalcarenici in strati sottili e marne grigio-verdastre. Contengono *Posidonia gemmellaroi* (DE LORENZO), *Halobia* sp., *Daonella* sp., gasteropodi piritizzati e radiolari affiorano nel settore orientale del Foglio, sul versante meridionale di Cozzo Dipilo. L'ambiente deposizionale di questa litofacies è emipelagico.

Nel settore di Capo Plaia, in corrispondenza di Cozzo San Biagio, a queste litofacies seguono, con contatto netto e continuo e/o localmente scollato, calcari dolomitici e dolomie sterili (DIS, Fig. 39). In entrambi i siti affiorano calcilutiti laminate grigio-scuere alternate ad argille e marne bruno-giallastre contenenti radiolari, halobidi, conodonti, lamellibranchi pelagici, ammonioidi, carapaci di crostacei, palinomorfi, gasteropodi nani piritizzati e rari foraminiferi arenacei. A luoghi, sono riconoscibili marne e calcilutiti nerastre contenenti abbondante pirite.

Lo spessore di questi depositi nell'area, seppure di difficile valutazione a causa dell'assenza di affioramenti continui e dell'intensa deformazione, è di 80-100 metri. Limite inferiore non affiorante.

4.5.3 – Dolomie di Isnello (DIS)

Calcarei dolomitici grigi in banchi, dolomie massive grigie, vacuolari e farinose, doloareniti e doloruditi a stratificazione a volte indistinta. Spessori compresi tra 200 e 450 m. Tali depositi affiorano lungo i versanti meridionale e sud-orientale di Pizzo Dipilo, tra Isnello e Cozzo Medie (settore orientale del Foglio) e nel Cozzo S. Biagio (settore nord orientale).

Il limite inferiore è rappresentato (a Cozzo Medie e a Cozzo S. Biagio) da un contatto meccanico (disarmonico) con i sottostanti depositi calcareo-marnosi intensamente deformati della Formazione Mufara (Fig. 39). Limite superiore (dove riconoscibile) una superficie discordante sulla quale poggiano calcari a crinoidi ed encriniti rossastre (localmente), ma soprattutto i calcari di Pizzo Manolfo e di Piano Battaglia (Fig. 40). La successione più completa è stata misurata tra Cozzo Medie e Pizzo Dipilo ed è attualmente oggetto di studio per la definizione formale

Nel passato, i depositi costituenti le dolomie di Isnello sono stati attribuiti alla f.ne di Monte Quacella (CERETTI 1965; CERETTI & CIABATTI, 1965; termine litostratigrafico ripreso successivamente da GRASSO *et alii*, 1978 e ABATE *et alii*, 1988).

Con il termine di formazione di Monte Quacella questi Autori si riferivano agli affioramenti di Cozzo Medie-Isnello (Foglio in studio) e di Monte Quacella - Monte Daino ed aree limitrofe (adiacente Foglio “Castelbuono”), nelle quali af-

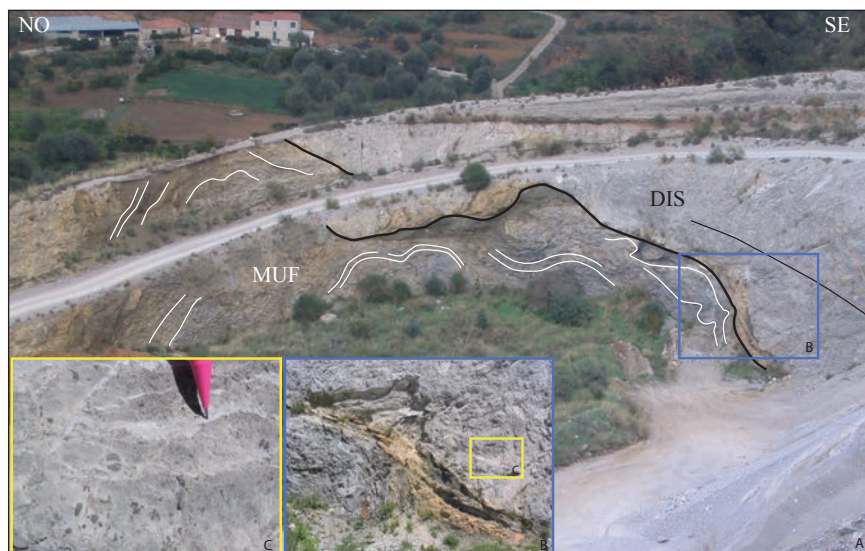


Fig. 39 - Contatto disarmonico tra le Dolomie di Isnello (DIS) e le sottostanti marne della F.ne Mufara (MUF), queste ultime caratterizzate da numerose deformazioni plicative con trend orientati NE – SO.

fiorerebbero “dolomie microcristalline mal stratificate vacuolari fratturate a stratificazione indistinta” contenenti anche “*Megalodus*” di età Triassico superiore (CERETTI, 1965). Queste faune riportate dall’Autore nell’area di Monte Quacella (Foglio “Castelbuono”) non sono state successivamente rinvenute né segnalate da ABATE *et alii* (1982; 1988). GRASSO *et alii* (1978) attribuirono le dolomie a depositi di mare basso di età Triassico superiore - Giurassico inferiore, supponendo rapporti di eteropia con i soprastanti “calcari di Pizzo Canna” (vedi oltre).

ABATE *et alii* (1982), al contrario, includono i depositi della “formazione di Monte Quacella” (descritti come “brecce dolomitizzate e doloruditi grossolanamente gradate di ambiente di scarpata) nella formazione Fanusi”, in accordo con SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) che avevano indicato tali depositi come “equivalente delle formazioni Scillato superiore e Fanusi”, riconoscendone il significato di depositi di ambiente bacinale.

REDA *et alii* (1999) descrivono, come “dolomie di Monte Quacella”, dolomie e brecce dolomitiche ad elementi di piattaforma carbonatica di età Triassico superiore-Liassico inferiore, affioranti in particolare nel settore meridionale delle Madonie (Monte Quacella, Monte Daino), ricadente nel Foglio “Castelbuono”. I depositi così intesi vengono illustrati da questi Autori come parte di una successione triassico-miocenica di transizione al bacino ben distinguibile dalle successioni descritte come rappresentative della piattaforma carbonatica Panormide e del bacino Imerese (sulla scorta di quanto descritto da ABATE *et alii*, 1982).

I caratteri prima descritti per i depositi affioranti a Pizzo Dipilo corrispondono solo in minima parte alle descrizioni riportate per la “formazione di Monte Quacella”.

I vari litotipi riconosciuti da diversi AA. sono stati compresi in una unità litostratigrafica nuova (dolomie di Isnello) che viene qui proposta informalmente.

In tale unità sono distinguibili due litofacies principali, la seconda delle qua-

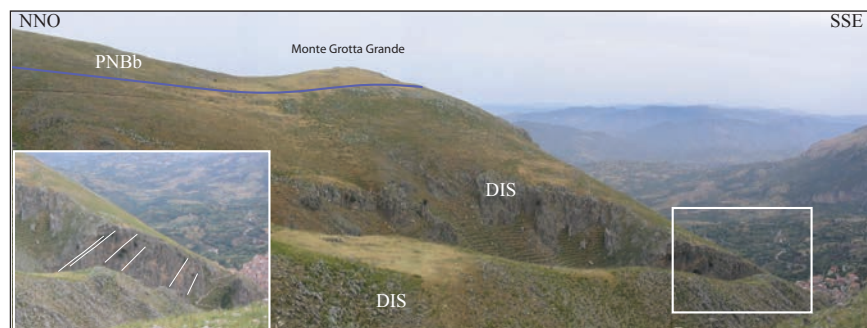


Fig. 40 - Panoramica del contatto stratigrafico tra i calcari di Piano Battaglia (PNBb) e le sottostanti Dolomie di Isnello (DIS).

li corrisponderebbe alla descrizione data per la formazione di Monte Quacella, termine che andrebbe abbandonato in quanto l'unità, mai definita formalmente, risulta comprensiva di termini mai ben descritti.

Sulla base dei rapporti stratigrafici con i terreni adiacenti le dolomie di Isnello indicano un ambiente deposizionale di margine-scarpata. Questo settore collegava gli ambienti della piattaforma Panormide con il dominio Imerese.

4.5.3.1 – I livelli medio-giurassici

Le dolomie di Isnello passano verso l'alto a calcari a crinoidi ed encriniti rosastre che affiorano come livelli discontinui dello spessore di 1-2 metri, o come riempimento di filoni sedimentari. Questi termini si ritrovano a Contrada Medie tra Cozzo Medie e Pizzo dell'Occhio, al passaggio tra le dolomie mal stratificate (dolomie di Isnello) e i calcari riccamente fossiliferi del Titonico superiore. Le litofacies ad encriniti (livelli basali della formazione Buccheri ?), prive comunque di contenuto paleontologico significativo, vengono attribuite, per posizione stratigrafica, all'intervallo Liassico superiore-Malm.

4.5.4 – Calcari di Pizzo Manolfo (CTI)

Calcari e calcari dolomitici stromatolitici e loferitici (Figg. 41 a, b) alternati a calcari (*wackestone-packstone*), a luoghi intensamente dolomitizzati, con grandi oncoidi e gasteropodi (Fig. 41 c, d). Affiorano al margine orientale del Foglio, nelle vicinanze di Monte Grotta Grande e nel versante orientale di Monte Maccabubbo e Monte Puraccia, lungo la strada Gratteri-Isnello (Foglio "Castelbuono"), per spessori di almeno 300 metri. Stratigrafia e tessiture sono state descritte in dettaglio da CATALANO *et alii* (1974).

I livelli loferitici sono costituiti da laminiti peloidali separate da cavità fenestrali (Fig. 41 b). Nei livelli ad oncoidi sono presenti alghe cianoficee tipo *Cayeuxia* sp., costituenti i nuclei delle oncoliti, strutture biogene tipo *Bacinella irregularis* (RADOICIC), miliolidi e textularidi, lamellibranchi, gasteropodi (*Nerinea* sp.), oltre ad intraclasti. L'unità poggia in discordanza sulle dolomie di Isnello o più raramente sulle calcilutiti rosastre a crinoidi (BCH). Dal punto di vista biostratigrafico i depositi in oggetto sono attribuibili alla zona di piattaforma carbonatica interna a *Clypeina jurassica* FAVRE del Kimmeridgiano-Titonico. Lo schema biozonale, prodotto da CHIOCCHINI *et alii* (1994), è stato utilizzato nella distinzione e descrizione di questi depositi carbonatici. I calcari in oggetto si estendono al Neocomiano – Valanginiano (?) per la presenza di *Campbeliella striata* (CAROZZI),

Cladocoropsis mirabilis (FELIX). I depositi affioranti indicano ambienti di piana tidale passante a laguna di retroscogliera (Fig. 42).

4.5.5 – Calcari di Piano Battaglia (PNB)

Calcari biocostruiti e calcilutiti grigie riccamente fossilifere prevalentemente rappresentati da due litofacies principali: biolititi, calciruditi e calcareniti coralgali (PNB_a); calciruditi bioclastiche e intraclastiche (PNB_b). L'unità poggia in discordanza sulle dolomie di Isnello o più raramente su calcilutiti rossastre a crinoidi (BCH). Dal punto di vista tessiturale si tratta di *grainstone* e *floatstone* alternati a *packstone* e *grainstone* oolitici. L'abbondante contenuto fossilifero è dato da *Tubiphytes morronensis* (CRESCENTI), *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, frequenti *Ellipsactinia* spp., dasicladacee e cianofeece, *Protopeneroplis* spp., serpulidi, coralli, stromatopori e briozoi. Spessori affioranti 100-300 metri. Limite

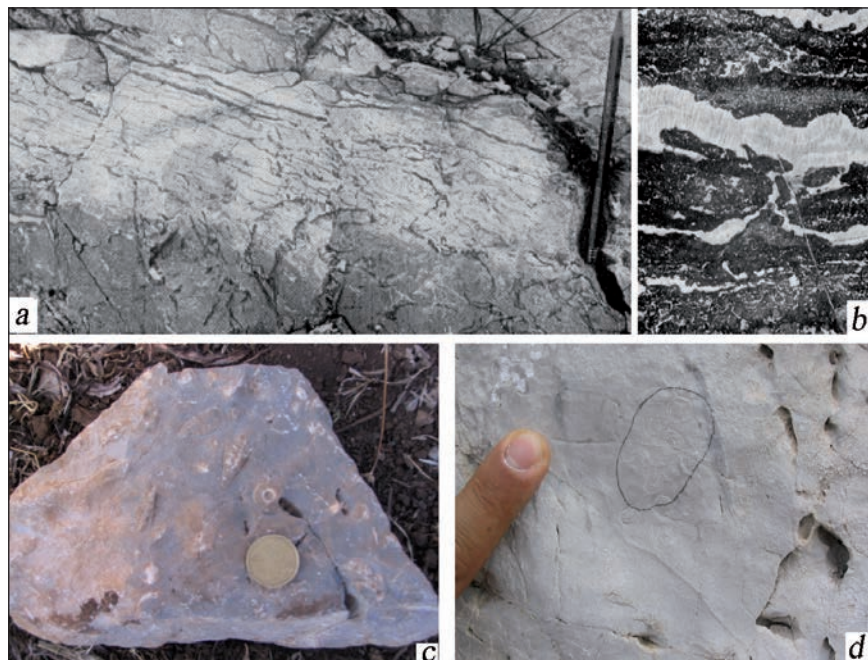


Fig. 41 - Livello loferitico intercalato in calcari intraclastici e bioclastici (a). Sono evidenti i pacchi di lamine stromatolitiche separati da cavità a birdseyes (b) e piccole cavità di tipo carsico riempite da spatite e da silt vadoso che, coprendo e livellando il pavimento di alcune cavità, dà luogo a strutture geopete (Malm superiore, Cozzo Dipilo); c) calcari grigi a gasteropodi ed oncoliti (d) della facies subtidalica dei calcari di Pizzo Manolfo (CTI). Località Monte Grotta Grande.

inferiore discordante sulle dolomie di Isnello. La transizione laterale alle facies di piattaforma carbonatica interna dei calcari di Pizzo Manolfo è difficilmente riconoscibile.

La litofacies PNB_a affiora diffusamente a Cozzo Giampietra, nei dintorni di Gratteri e a Rocca Stefana (Foglio “Castelbuono”). La litofacies PNB_b affiora a Pizzo Dipilo e ai margini della carta, presso C.zo Giurafelle (Foglio “Castelbuono”) ed è caratterizzata da *rudstone* a frammenti di coralli ed *Ellipsactinia* sp.

L'intervallo cronostratigrafico di appartenenza, sulla base dei fossili prima elencati, viene ristretto al Titonico-Neocomiano. Calcilutiti bianche a calpionelle sono state rinvenute, ma non rappresentate in carta, come riempimento di filoni sedimentari, all'interno delle successioni giurassiche nei livelli superiori della successione di Cozzo Dipilo. Contengono *Calpionella elliptica* (CADISCH), *Tintinnopsella carpathica* (MURGENAU). Età Titonico superiore-Cretacico inferiore.

La presenza di dicchi nettuniani suggerisce una fase di emersione e successivo annegamento selettivo della piattaforma carbonatica che in certi settori sembra essersi protratto fino alla fine del Giurassico.

L'ambiente deposizionale è caratteristico di un margine di piattaforma (sco-gliera – avansco-gliera, Fig. 42). Per maggiori dettagli su età ed ambiente deposizionale si rimanda a CATALANO *et alii* (1974).

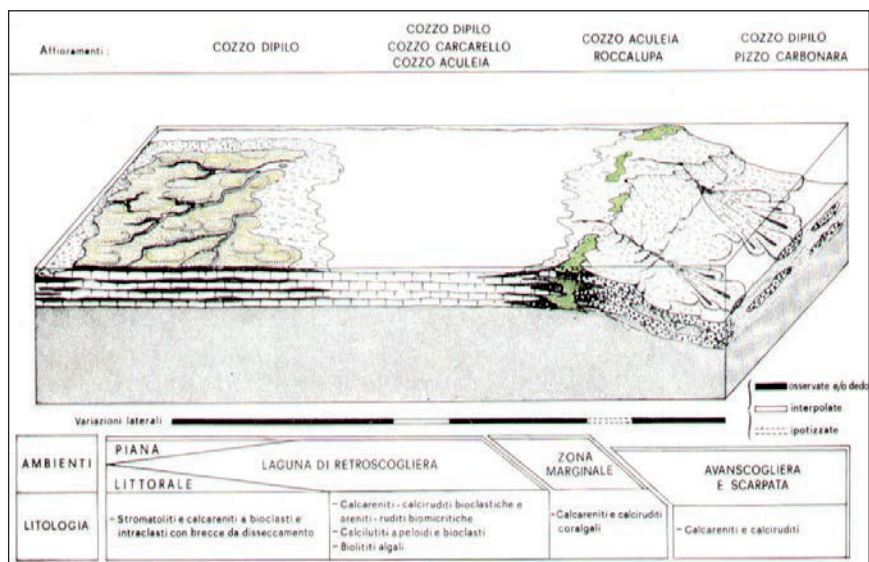


Fig. 42 - Schema paleoambientale delle facies della piattaforma carbonatica Panormide durante l'intervallo Giurassico superiore - Cretacico inferiore nelle Madonie (modif. da CATALANO *et alii*, 1974).

I depositi descritti erano stati inseriti da CERETTI (1965) e CERETTI & CIABATTI (1965) nella “formazione di Pizzo Canna”; questi Autori vi avevano compreso calcari grigi, biancastri, dolomitici con rari fossili, calcari fossiliferi di Cozzo Carcarello e Rocca di Cefalù, calcari di scogliera e oolitici, conglomerati e brecce di scogliera. Queste ultime, in verità, sono state riconosciute successivamente, come “megabrecce carbonatiche” inserite nei depositi terrigeni oligocenici del flysch numidico (ABATE *et alii*, 1982). L’età della formazione venne assegnata da CERETTI & CIABATTI (1965) agli intervalli Dogger-Malm e Cretacico.

Anche GRASSO *et alii* (1978) descrissero questi terreni come appartenenti ai “calcari di Pizzo Canna” e gli assegnarono un’età giurassico-cretacica anche sulla scorta di precedenti lavori biostratigrafici prodotti nell’area madonita (CATALANO *et alii*, 1974).

L’analisi stratigrafica e di facies applicata alla cartografia consentì ad ABATE *et alii* (1982) di datare come pertinenti ad unità stratigrafiche di età triassica gran parte dei depositi precedentemente assegnati da LENTINI & VEZZANI (1978) all’intervallo giurassico-cretaceo e cartografati come “formazione di Pizzo Canna”.

I terreni descritti o cartografati come “f.ne di Pizzo Canna” sono stati successivamente ricompresi, grazie allo studio dei caratteri di facies, in varie unità litostratigrafiche (formazione Capo Rama, formazione Cozzo di Lupo, calcari di Piano Battaglia, calcari di Pizzo Manolfo); in Sicilia, queste unità affiorano da Capo San Vito (Foglio “Castellammare del Golfo”), ai Monti di Palermo (Fogli “Partinico” e “Palermo”) e ai Monti delle Madonie (Fogli “Termini Imerese-Capo Plaia” e “Castelbuono”).

La variabilità delle litologie comprese nell’unità originaria, le loro datazioni, la mancanza di una chiara descrizione dell’unità litostratigrafica e la definizione dei limiti rende non utilizzabile il termine di formazione di Pizzo Canna che pertanto viene segnalato alla CIS perché venga abbandonato.

4.5.6 – *Formazione Amerillo (AMM)*

Calcari marnosi variegati e calcilutiti grigie a frattura concoide con foraminiferi planctonici (globorotalidi) passanti verso l’alto a calcari e marne.

Alla base si rinviene un livello di megabrecce calcaree nerastre i cui elementi carbonatici, di dimensioni variabili, sono, a luoghi, immersi in una matrice lutitica di colore dal rosa al giallo; la matrice contiene *Globorotalia* spp.

Sulla base dei foraminiferi planctonici sono stati datati al Paleocene-Eocene inferiore da BROQUET (1968).

Questi depositi, rinvenuti in genere nelle fratture nettuniane della piattaforma carbonatica giurassica, affiorano in una struttura anticlinale a NNE di Gratteri,

lungo il vallone Cuba per uno spessore variabile tra 2 e 10 metri. Poggiano sui calcari PNB. In paraconcordanza, ma con una lacuna stratigrafica variabile, seguono i depositi della formazione Gratteri.

4.5.7 – *Formazione Gratteri (GRT)*

Comprende argille marnose, marne di colore giallastro con calcilutiti, alla base, alternate a biocalcareni passanti verso l'alto ad arenarie calcaree (Fig. 43). Marne gialle e calcilutiti basali mostrano spesso una struttura laminata leggermente ondulata in basso. Le lamine diventano più spesse verso l'alto (Cozzo Giampietra). In questo sito è possibile osservare il contatto con le soprastanti marne argillose, varianti tra il verde e l'arancione, alternate alle calcareniti giallo-grigie e contenenti blocchi di biocalcareni a nummulitidi. Le biocalcareni sono spesso gradate e laminate conferendo ad una parte di questi sedimenti i caratteri di torbiditi calcaree. La formazione affiora largamente a nord e a sud di Cozzo Dipilo ed in particolare nei dintorni di Gratteri, a Mandria Piano Prato, Contrada Malagirata, Contrada Totio, Vallone Fornieri e a sud-sudovest di Isnello, a C.da S. Nicola, Gallefina con spessori di circa 120 metri. Un nuovo affioramento di marne bruno giallastre con livelli arenitici viene segnalato a Contrada Tribuna a nord di Monte Macabubbo precedentemente indicato come flysch numidico (LENTINI &



Fig. 43 - *Alternanze di calcareniti e marne della formazione Gratteri. Vallone San Biagio, Madonie..*

VEZZANI, 1978; ABATE *et alii*, 1988 a, b). Nel settore di Capo Plaia la formazione affiora soltanto nei pressi di Cozzo S. Biagio con spessori difficilmente valutabili ma che non dovrebbero superare i 50 metri. Poggia in discordanza sulla piattaforma carbonatica giurassico-cretacea come confermato dalla stratigrafia di una locale trivellazione.

La successione meglio esposta si rinviene a Vallone Cuba, lungo una sezione naturale SO-NE, dove i depositi poggiano con contatto paraconcordante sulle calcilutiti della formazione Amerillo; più frequentemente l'unità si rinviene discordante sui calcari mesozoici interessati da superfici di erosione a luoghi carsificate.

Le calcareniti, le brecce e le arenarie intercalate contengono macroforaminiferi (orbitoididi, nummulitidi, alveolinidi, tra cui *Operculina* spp.) *Lithotamnium* sp. e pelecipodi. Nei campioni analizzati, provenienti dalle calcilutiti, sono presenti foraminiferi planctonici rappresentati da faune autoctone ricadenti nelle biozone a *Turborotalia cerroazulensis* s. l., e a *Globorotalia opima opima*, a *Gt. opima nana*, *Globorotalia tripartita*, a *Globigerina venezuelana* che consentono di datare la successione all'intervallo Eocene superiore - Oligocene.

La formazione Gratteri è stata considerata da OGNIBEN (1960) un "pre-flysch" e definita una formazione "calcescistosa" per indicare il carattere di transizione tra una deposizione pelagica ed una sedimentazione terrigena quale quella del flysch numidico.

Problematico rimane il contatto con le successioni del flysch numidico, affioranti a nord dell'abitato di Gratteri, ritenuto stratigrafico e continuo da alcuni Autori (GRASSO *et alii*, 1978) e, qui, dubitativamente interpretato come meccanico.

I depositi della formazione sono indicativi di una zona di sedimentazione della Piattaforma Carbonatica Panormide che cominciava a subire variabili modificazioni; le calciruditi e le brecce intercalate sarebbero riferibili agli effetti della tettonica tensile che dissezionava la Panormide ed il Bacino Imerese (ABATE *et alii*, 1982; CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1981, 1982 a, b).

4.6 - DEPOSITI DELLA PIATTAFORMA CARBONATICA E CARBONATICO-PELAGICA TRAPANESE

I depositi della successione Trapanese affiorano nell'angolo sud-occidentale del Foglio, dove sono rappresentati da ridotti lembi di calcari mesozoici e depositi miocenici in località Le Rocche-Stazione di Roccapalumba (Fig. 44).

Terreni in facies trapanese sono stati segnalati al fondo del Pozzo Cerda 2 (perforato nella regione di Pizzo Bosco) da MIUCCIO *et alii* (2000). I dati riportati in MIUCCIO *et alii* (2000) lasciano, in realtà, qualche perplessità sulla identificazione dei depositi carbonatici come facies pertinenti alla piattaforma carbonatica. Questa parte della successione carbonatica presente nel Pozzo Cerda 2 era stata

nel passato interpretata come pertinente al Dominio Imerese (RANGIN, 1975, CATALANO & MONTANARI, 1979).

Nell'area rilevata, data l'esiguità dei livelli affioranti, è stato necessario cartografare i depositi che abbracciano l'intervallo Toarciano-Albiano con un unico colore e sigla (BCH) facendo riferimento alla formazione più rappresentativa.

La successione del pozzo Cerda 2 è sinteticamente descritta nell'apposito paragrafo; dettagli vengono invece dati sulla successione delle Rocche.

4.6.1 - La successione delle Rocche di Roccapalumba

I grandi blocchi siti nei dintorni della stazione di Roccapalumba (località Le Rocche, ai limiti con il Foglio "Caccamo") espongono una successione carbonatica giurassico-cretacica pertinente al dominio Trapanese (Fig. 44).

Nel passato sono stati oggetto di numerosi studi di carattere stratigrafico (FABIANI, 1926; 1933; FABIANI & RUIZ, 1932; TREVISAN, 1937; CAFLISCH & SCHIMDT DI FRIEDBERG, 1967; CAFLISCH & CRESCENTI, 1969). Gli affioramenti oggetto di studio sono rappresentati da una decina di blocchi calcarei apparentemente slegati tra di loro, mostrandoci successioni frammentarie e lacunose; spesso non sono visibili i rapporti stratigrafici tra i vari termini dell'intervallo Dogger-Cretacico inferiore, rendendo complessa la ricostruzione della colonna composita. Ci si è avvalsi di affioramenti limitrofi più completi (Vicari) per chiarire alcuni rapporti stratigrafici.

L'assetto geologico è complesso, in quanto non sempre chiari appaiono i rap-

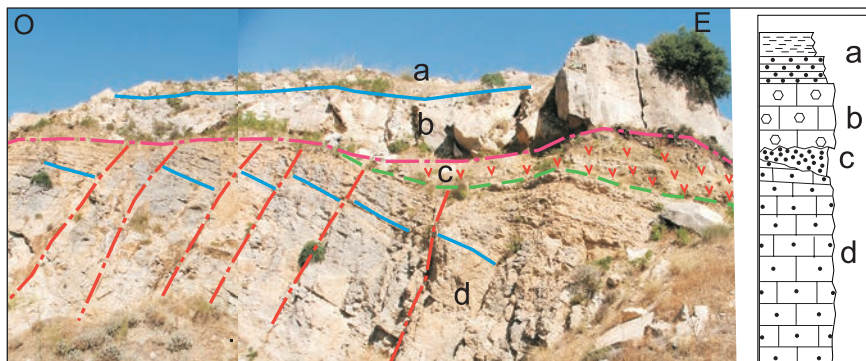


Fig. 44 - Successione giurassico-cretacea di facies marginale caratterizzata dalla tettonica giurassica sinsedimentaria: a - argilliti silicee e sabbie tufitiche (Valanginiano-Berriasiano); b - Breccie a bioclasti (Valanginiano-Berriasiano); c - Tufiti (Dogger); d - calcari a crinoidi (Dogger); Roccapalumba, Le Rocche (modif. da BASILONE et alii, 2010).

porti di natura tettonica tra gli affioramenti meso-cenozoici, i depositi calcareo-argillosi del complesso di Lercara e quelli arenacei del flysch numidico.

Per consentire la correlazione dei depositi dell'intervallo giurassico-miocenico (Fig. 44) è stata eseguita una dettagliata analisi di facies delle successioni presenti nei singoli affioramenti (ricadenti anche nel Foglio "Caccamo") calibrata dai dati biostratigrafici del Pozzo Vicari 1, ubicato in aree adiacenti.

Dal basso verso l'alto sono riconoscibili:

1. calcareniti a crinoidi (*packstone* e *grainstone*) bianco-rosate o grigiastre, costituite da granuli calcarei arrotondati, raro quarzo e minerali vulcanici accessori; contengono resti di crinoidi, lamellibranchi, radioli di echinidi, frammenti di dasycladacee e secondariamente ooliti (formazione Buccheri, membro BCH₁). La stratificazione in banchi è pianparallela alla base e passa verso l'alto ad ondulata. Spessore massimo in affioramento 15 m. Nei livelli basali è stata rinvenuta un'associazione fossilifera a *Tubiphytes morronensis* (CRESCENTI), *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENCK), *Spiraloconus giganteus* (CHERCHI); nei livelli sommitali sono state riconosciute anche *Salpingoporella donzellii* (SARTORI & CRESCENTI), *Mesoendothyra croatica* (GUSIC) e numerosi frammenti di alghe dasycladacee (*Apinella jaffrezoi* GRANIER, MICHAUD & FOURCADE); questa associazione fossilifera permette di datare i depositi al Dogger.

Il limite inferiore dell'unità non è affiorante, mentre quello superiore è una superficie di discordanza angolare con i depositi del Cretacico.

Superiormente si osservano livelli tuffitico-basaltici verdastri e livelli calcareo-tuffitici grossolani (Fig. 44), poco cementati, dove è stata segnalata una fauna a coralli, *Trocholina* aff. *alpina* (LEUPOLD), textularidi, ophthalmididi, brachio-podi, echinodermi, molluschi e crostacei (FABIANI & RUIZ, 1932); in particolare la presenza di *Stephanoceras humphresianum* (SOWERBY) e *Oppelia subradiata* (SOWERBY), biozona ad *S. humphresianum*, permette di ascrivere questo orizzonte al Bajociano e di ritenere correlabili questi affioramenti con quelli di Vicari (TREVISAN, 1937; BROQUET, 1968).

2. calcari ammonitici nodulari di colore giallastro o rossastro e brecciole silicizzate rossastre ad ammoniti con livelli ad ossidi ed idrossidi manganesifero-ferrosi tipo "*hardground*" e zone silicizzate (TREVISAN, 1937). Questi terreni sono riconducibili alle facies del membro BCH₃ e presentano uno spessore complessivo di 15 m. Il limite inferiore è costituito da una superficie irregolare solitamente marcata da un orizzonte "*hardground*" di spessore decimetrico.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da ammoniti, rare belemniti, frammenti di echinidi e briozoi, *Conicospirillina basiliensis* (MOHLER), *Protopeneroplis striata* (WEYNSCHENCK), *Pianella pygmaea* (GUMBEL), *Trocholina* aff. *alpina* (LEUPOLD), *Globochaete alpina* (LOMBARD), *Aeolisaccus dumningtoni* (ELLIOT), *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RANIERI), miliolidi e textularidi; tale associa-

zione fossilifera è indicativa dell'intervallo Dogger-Malm. Affiorano estesamente nei pressi dell'abitato di Roccapalumba (Foglio "Caccamo");

3. calcilutiti e calcilutiti marnose a calpionelle, di colore dal bianco-grigiastro al bianco-rosato, con noduli di selce rossastra (livelli inferiori della Lattimusa l.s.); i termini basali si presentano come delle calcilutiti silicee rosate. Lo spessore massimo in affioramento è di 15 m, mentre lo spessore attraversato in perforazione è di 25 m. I livelli calcilutitici contengono radiolari, ostracodi, resti di pesce, frammenti di aptici, lituolidi, *Globochaete alpina* (LOMBARD), *Calpionella alpina* (LORENZ), *C. elliptica* (CADISH), indicativi dell'intervallo Titonico superiore. Il litotipo affiora in alcuni blocchi isolati nei pressi di Molino Fiaccati (indicato sotto la sigla BCH) e non sempre riconoscibile appare il suo limite inferiore;

4. brecciole (*packstone* e *grainstone*) grigiastre bioclastiche in grossi banchi con intercalazioni di sabbie tuftiche, tufti e argilliti silicee finemente stratificate, dello spessore complessivo di 17 metri; nel settore di Le Rocche si sovrappongono direttamente in discordanza erosiva sulle calcareniti a crinoidi del Dogger e sulle vulcaniti del Bajociano, mentre il limite superiore non è visibile. I livelli sabbioso-tuftici e argillitico-silicei sono risultati sterili mentre nelle brecciole si rinvenivano frammenti di dasycladacee, radioli di echinidi, crinoidi, frammenti di lamellibranchi, *Koskinobullina socialis* (CHERCHI & SCHROEDER), *Trocholina* spp., *Pseudocymopolia* cf. *praturloni* (DRAGASTAN), *Charentia cuvillieri* (NEUMANN), *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), che, seppur rimaneggiati, rappresentano l'intervallo stratigrafico Berriasiano - Valanginiano (BERTAMONI *et alii*, 1995). I depositi affiorano esclusivamente nel settore di Molino Fiaccati e vengono rappresentati con la sigla BCH per l'impossibilità di essere cartografati;

5. calcari marnosi e marne, finemente stratificate, prevalentemente rosse a foraminiferi planctonici, con stratificazione da pianparallela ad ondulata (formazione Amerillo, AMM); questi terreni sono litologicamente analoghi alle alternanze di *mudstone* e *wackestone* di colore rossastro attraversate nel pozzo Vicari 1. In località Le Rocche lo spessore in affioramento supera i 10 m, mentre quello attraversato in pozzo è di circa 65 m. Nei campioni prelevati sono riconoscibili: *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY), *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), *Globotruncanita stuarti* (DE LAPPARENT), *Globotruncanita conica* (WHITE), heteroheliciidi, tutte forme indicative del Cretacico superiore;

6. calcareniti e marne verdastre glauconitiche (calcareniti di Corleone) in strati cm-dm, poggiano in discordanza sui livelli della f.ne Amerillo. Sono ricche in macroforaminiferi bentonici, frammenti di molluschi, echinodermi, gasteropodi, alghe, briozoi; contengono foraminiferi planctonici (biozona a *Globorotalia kugleri* e a *Globoquadrina dehiscens dehiscens* – *Catapsidrax dissimilis*) che consentono la loro datazione al Miocene inferiore. Vengono cartografate con la sigla AMM per l'esiguità degli spessori e per la limitata estensione areale.

5 - DEPOSITI DELL'AVANFOSSA MIO-PLIOCENICA

5.1. - DEPOSITI MIOCENICI

5.1.1 - *Formazione Castellana Sicula (SIC)*

Arenarie e sabbie quarzose, argille laminate, peliti e peliti sabbiose grigio verdi, talvolta ben cementate, con rari foraminiferi bentonici e planctonici formano questo prisma sedimentario riconosciuto e cartografato per la prima volta nella regione (C.de Garbinogara e Bovitello). L'affioramento più interessante si rinviene nella stretta di Scillato (C.da Lannari) dove i depositi sono sormontati in discordanza angolare dai conglomerati rossi della f.ne Terravecchia (Fig. 45). Il limite inferiore del corpo sabbioso-argilloso è una superficie di apparente discordanza sulle argille varicolori inferiori. Il limite superiore è una superficie erosiva sulla quale si impostano conglomerati e/o sabbie della f.ne Terravecchia. Sulla sponda destra del F. Imera, sabbie e peliti mostrano spessori variabili dai 50 ai 70 metri (Fig. 46). La successione, a luoghi, appare deformata insieme con il substrato.

Peliti ed arenarie sono state datate all'intervallo Serravalliano superiore -Tortoniano inferiore in base alla presenza di *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia menardii* (PARKER, JONES & BRADY), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI, *Neogloboquadrina acostaensis* dx (BLOW) e di foraminiferi bentonici (*Ammonia beccarii* LINNEO), *Elphidium* sp.). Questo intervallo cronostratigrafico è confermato dalla distribuzione dei nannofossili calcarei *Helicosphaera walbersdorfensis* MULLER, *Coccolithus pelagicus* SCHILLER e *Calcidiscus macintyreii* LOEBLICH & TAPPAN. Questi depositi affiorano anche nell'adiacente Foglio "Caccamo" (dintorni di Ciminna, LO CICERO *et alii*, 1997). L'unità litostratigrafica, non ancora formalizzata, è stata descritta nella regione di Castellana Sicula (nell'adiacente Foglio "Gangi"). La successione, interpretata da

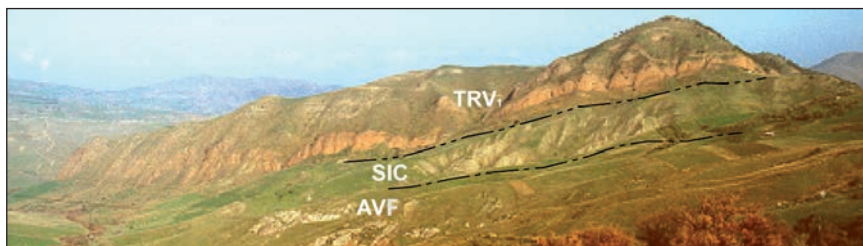


Fig. 45 - Bacino miocenico di Scillato. L'immagine mostra l'assetto stratigrafico, caratterizzato dal contatto discordante erosivo del membro conglomeratico della formazione Terravecchia (TRV) sulle sottostanti marne e argille sabbiose della formazione Castellana Sicula (SIC), a loro volta discordanti sulle sottostanti argille varicolori inferiori (AVF) del dominio Sicilide.

RUGGIERI & TORRE (1987) come terreno parautoctono appartenente alle Sicilidi, è considerata da CATALANO & D'ARGENIO eds (1990) come un deposito di bacino di *piggy back* di età tortoniana, sedimentato sul dorso delle Falde Sicilidi, probabilmente durante il loro trasporto. L'età dei depositi terrigeni della formazione Castellana Sicula permette di datare a non prima del Serravalliano la fase più recente della messa in posto delle stesse Sicilidi.

5.1.2 - Formazione Terravecchia (TRV)

L'unità litostratigrafica, qui descritta come formazione Terravecchia, si differenzia dalla successione litologica dell'originaria "Formazione Terravecchia" eretta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1959) nella regione di Portella del Landro (Resuttano), perchè non comprende quella parte dei depositi (le marne ed arenarie francamente marine) originariamente inclusi in essa da FLORES (1959).

Queste motivazioni e la constatazione che la successione-tipo di Cozzo Terravecchia appare difficilmente misurabile perchè coinvolta nelle deformazioni tettoniche posteriori, indurrebbero ad abbandonare lo strato-tipo originale ed emendare la formazione suggerendo come nuovo strato-tipo proprio la successione del Bacino di Scillato (Monte Riparato), già in passato indicata da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65) come località paratipo della formazione.

La formazione Terravecchia come emendata (Tab. III) inizia dal basso con conglomerati rossastri e giallastri politipici, ad elementi eterometrici carbonatici, silicei, cristallini, graniti e porfiriti dacitico-andesitiche (FERLA & ALAIMO, 1975),

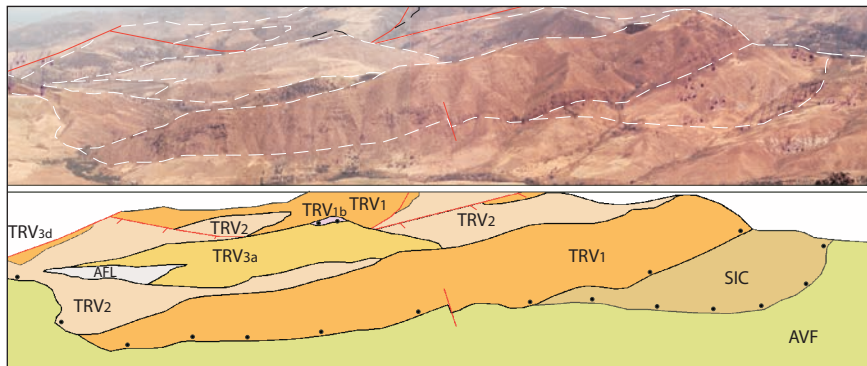
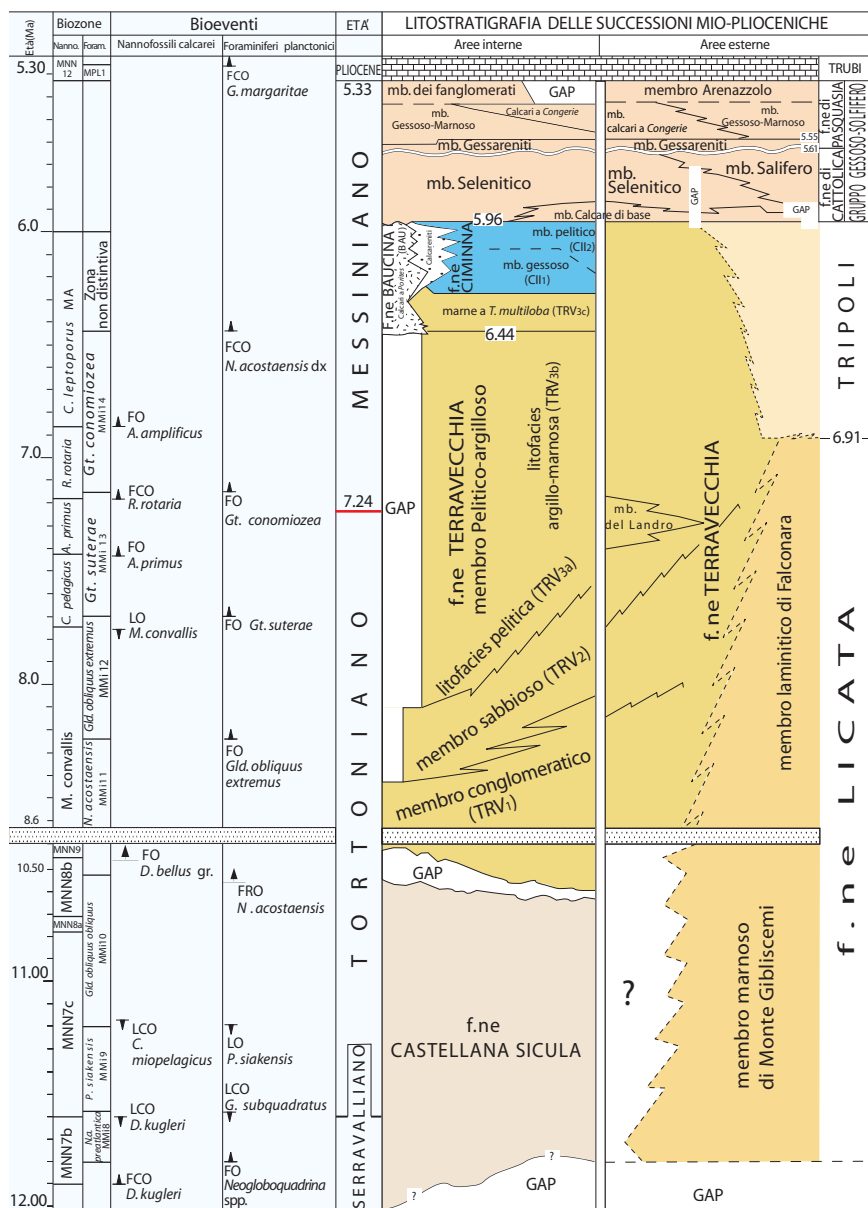


Fig. 46 - Sezione naturale del Bacino di Scillato visto da SO (Sclafani Bagni), schematizzata in basso; sono ben evidenti i rapporti reciproci tra i membri della formazione Terravecchia (TRV_{1-3}) e i sottostanti litotipi della formazione Castellana Sicula (SIC, Monte Riparato) e/o argille varicolori inferiori (AVF, Monte Cibello). Linee in rosso: contatti tettonici.

Tab. III. Litostratigrafia e cronostratigrafia delle successioni mioplioceniche siciliane (R. CATALANO in CITA et alii, 2007).



con matrice sabbiosa rossastra, stratificati in grossi banchi e livelli sabbiosi grossolani con sporadici episodi conglomeratici (membro conglomeratico, TRV₁). In particolare sono state distinte la facies dei conglomeratici rossastri, (TRV_{1a}) e la facies comprendente alternanze di banchi conglomeratici e arenitici (TRV_{1b}). I litotipi conglomeratici passano lateralmente e verso l'alto in maniera graduale a sabbie quarzose grigio-giallastre (membro sabbioso, TRV₂) in cui sono intercalati livelli decimetrici di conglomerati fini. Tali terreni sono coronati da argille grigio-bluastre (membro pelitico-argilloso, TRV₃) a foraminiferi planctonici in cui sono state distinte la facies pelitica (TRV_{3a}) la facies marno-argillosa (TRV_{3b}), la facies marnosa nella parte alta contenente *Turborotalita multiloba* (ROMEO) (TRV_{3c}) e la facies delle peliti con faune dulcicole (TRV_{3d}).

I depositi della formazione, cartografati in dettaglio, con la distinzione (per la prima volta in quest'area) dei membri conglomeratico, arenaceo e pelitico-argilloso, affiorano nell'area di Pizzo Bosco (SE dell'abitato di Caccamo), lungo il Fiume Torto in C.de Zappia e Pace, a Cozzo Marmaro e Monte Bovitello, nell'area a sud di Polizzi (sezione di Monte Pizzuto); ma è soprattutto nella depressione morfotettonica compresa tra Cerda e Scillato (Bacino di Scillato) che si rinviene la più potente successione (circa 1100 m) di questi depositi.

I terreni della formazione Terravecchia si sovrappongono con rapporti di troncatura erosiva e discordanza sulle arenarie ed argille sabbiose della f.ne Castellana Sicula o sulle unità tettoniche già strutturate ed in particolare sulle argille varicolori inferiori. Tale contatto è ben visibile lungo il fiume Imera, alla stretta di Scillato, ai piedi del M.te Riparato ed ancora lungo l'Imera a M.te Pizzuto, dove la successione giace in discordanza sia sulle argille varicolori inferiori (unità Sicilidi), che sulle marne ed arenarie della f.ne Castellana Sicula.

La datazione dei campioni provenienti da questa formazione è risultata problematica per la rarità di livelli contenenti associazioni significative a plancton calcareo, in quanto i depositi appartengono in gran parte a depositi di mare basso, con rari foraminiferi bentonici e con forme rimaneggiate dai sedimenti del flysch numidico e delle argille varicolori inferiori. In assenza di forme significative, l'attribuzione stratigrafica dei campioni ha tenuto conto delle caratteristiche di facies delle associazioni, o sulla loro attribuzione (ad es. presenza contemporanea di *Spiroplectammina carinata* (D'ORBIGNY), forma esclusivamente miocenica e di *Ammonia beccarii* (LINNEO) che compare alla base del Tortoniano). Le rare associazioni planctoniche, quando presenti, consentono invece una attribuzione stratigrafica della formazione alla parte alta del Tortoniano (biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* e a *Globorotalia suterae* tra i foraminiferi e biozona a *Minylitha convallis* (pars) tra i nannofossili e al Messiniano inferiore pre-evaporitico (biozona a *Globorotalia conomiozea* e biozona non distintiva tra i foraminiferi planctonici e a *Reticulofenestra rotaria* tra i nannofossili calcarei).

5.1.2.1 - Il Bacino di Scillato

Il Bacino di Scillato (Tav. I) è interpretato come una sinclinale, incompleta nella parte settentrionale, interessata dalla tettonica post-miocenica (BROQUET, 1968; CATALANO & D'ARGENIO, 1990).

Gli affioramenti si estendono a NO e a O del paese di Scillato, attraverso Costa Guggino, Cozzo Capraria, Pizzo S. Angelo in direzione sud; si chiudono verso settentrione da Cozzo M. Cibello a Cozzo Grinza. Al centro dell'intero corpo litologico sono presenti le argille grigie affioranti negli spettacolari calanchi di Contrada Ottosalme.

L'intera sequenza clastica della formazione può essere studiata e campionata nella regione di Monte Riparato e lungo parte dell'alveo del fiume Imera (Fig. 47). Con l'ausilio del rilevamento particolareggiato e dei dati sedimentologici raccolti da CRIMI (1984) e ABATE *et alii* (1999) si riconoscono:

a) Conglomerati di colore rosso (TRV_{1a}, Fig. 48); elementi ruditici politipici, dimensionalmente eterogenei (da blocchi a ciottoli arrotondati e clasti più o meno appiattiti) poveri di matrice (ortoconglomerato). Fra gli elementi, blocchi e ciottoli di quarzareniti del flysch numidico e di calcari mesozoici, ciottoli di marne e calcari marnosi, noduli di selce, clasti granitoidi (graniti) e scarsi ciottoli metamorfici (*gneiss*). I conglomerati rossi affiorano per uno spessore variabile tra 80 m e 120 m presso Costa Guggino e a SSO della stessa, in banconi compatti a stratificazione massiva e mal definita. Poggiano sul substrato di siltiti e argille siltose

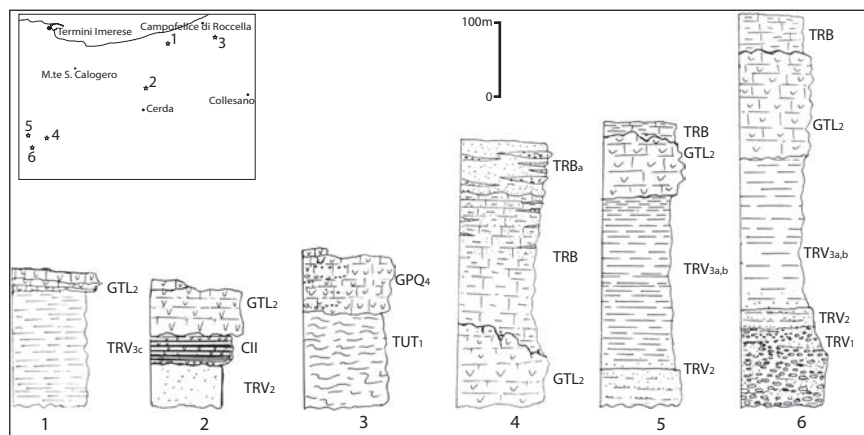


Fig. 47 - Sezioni stratigrafiche di successioni messiniano-pleioceniche affioranti in due aree del Foglio. Area costiera F. Imera - F. Roccella: 1 - sezione di C.da Pestavecchia; 2 - sezione di Cozzo Marmaro; 3 - sezione di C.da Gatto. Area di Pizzo Bosco: 4 - sezione di Pizzo Bosco (fianco SE); 5 - sezione di Cozzo Bianco-Cozzo Scavuzzo; 6 - sezione di Cozzo Scorusa.

con fauna del Tortoniano inferiore di C.da Lannari, con una evidente discordanza angolare, oppure direttamente sulle argille varicolori inferiori lungo Costa Guggino (spesso questo contatto è mascherato dal detrito). La loro età può essere solo posteriore al substrato di età Tortoniano (inferiore) su cui poggia in discordanza.

b) Conglomerati di colore giallo-bruno a ciottoli politipici ed eterogenei in dimensioni (TRV_1). Lo spessore varia fino ad un massimo di 300 metri. I caratteri sedimentologici di questo conglomerato sono simili al precedente. Verso l'alto la stratificazione massiva, poco definita, passa ad una stratificazione ben individuabile per la presenza di intercalazioni nei conglomerati stessi di sedimenti sabbiosi ed arenitici. Gli strati immergono verso NO nella fascia retrostante Costa Guggino, verso N e NE nell'area di M.te Riparato, P.zo S. Angelo, V.ne S. Antonio e C.zo Monte Cibello. Questa unità conglomeratica, come la sottostante, tende ad assottigliarsi verso i quadranti settentrionali dove scompare nell'area di V.ne Cammisini e C.zo dei Fossi. Qui, il membro conglomeratico è assente a causa di diversi fattori concomitanti (deposizionali e tettonici) ed il soprastante membro sabbioso (TRV_2) si sovrappone lungo una superficie di discordanza angolare a carattere erosivo direttamente sulle unità Sicilidi inferiori. Il passaggio al successivo termine sabbioso avviene gradualmente e con apparente continuità (Fig. 46). Alternanze di livelli conglomeratici con spessore metrico e livelli di arenarie con stratificazione incrociata (TRV_{1b}) costituiscono i litotipi più diffusi nel settore compreso tra Cozzo Gracello, Cozzo S. Maria e Cozzo Grinze (margine settentrionale del Bacino, Fig. 49). Talvolta (Liste di Ferro, settore nord-occidentale del bacino) questi depositi passano lateralmente ad argille



Fig. 48- Conglomerati rossi (TRV_{1a}) massivi o mal stratificati con tessitura grano-sostenuta ed alcuni ciottoli embriicati (vedi foto dettaglio). Cozzo Capraria (M.te Riparato).

siltose grigiastre e rosso bruno sottilmente stratificate, dulcicole e/o debolmente salmastre, ad oogoni di *Chara sp.* e con *Cyprideis spp.* (TRV_{3d}).

c) Arenarie e sabbie molassiche, ricche in mica, passanti verso l'alto ad arenarie e sabbie argillose (TRV₂). Le sabbie sono ben cementate, di colore giallastro, a volte grigio con laminazioni incrociate (Fig. 50 a). Le intercalazioni conglomeratiche, con ciottoli sempre più piccoli, e più rari verso l'alto, costituiscono dei corpi lenticolari inglobati nelle arenarie stesse (Fig. 50 b). Le sabbie passano verso l'alto via via ad argille marno-sabbiose ed argille siltitiche grigie. Affiorano lungo una fascia dal Vallone Cammisini, lungo Vallone Comunello fino a Monte Cibello e Cozzo Cannatino. Lo spessore varia fino ad un massimo di 250 metri.

d) Peliti, argille marnoso-sabbiose e marne sabbiose con microfauna marina ad influenze deltizie. Il colore varia da grigio-azzurro al giallastro per la presenza, soprattutto verso l'alto, di intercalazioni arenaceo-micacee (Fig. 51). Lo spessore riconoscibile si aggira sui 400-450 metri. L'età può essere attribuita al Tortoniano

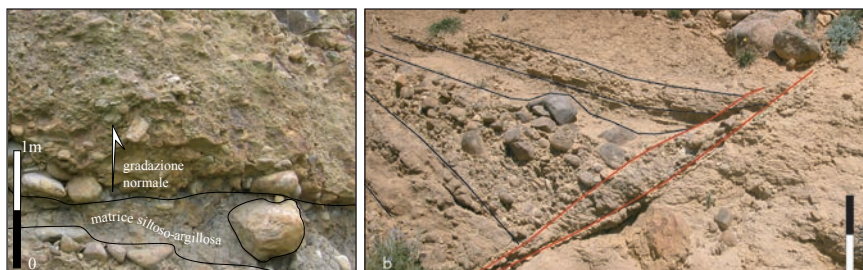


Fig. 49 - a) Particolare di un livello conglomeratico appartenente alla litofacies TRV_{1b}, Sommità di Cozzo Gracello. b) Particolare di un livello conglomeratico appartenente alla litofacies TRV_{1b} interessato da un piano di faglia normale (traccia in rosso). Località Boschetto.

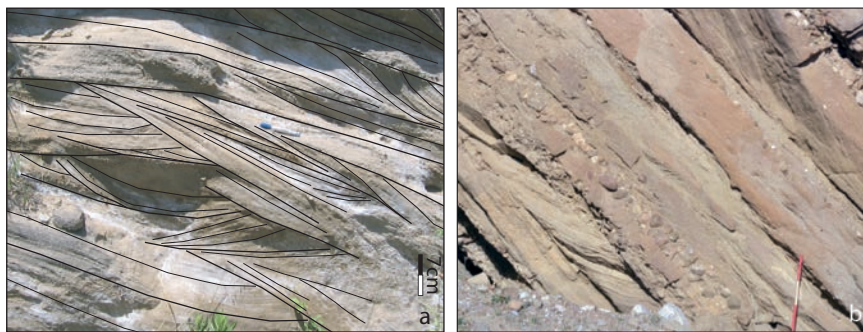


Fig. 50 - Formazione Terravecchia (membro sabbioso, TRV₁); a) arenarie con laminazione incrociata planare e concava, prodotta dalla migrazione di macroforme sabbiose di fondo. Case Trainna (nord di Monte Riparato); b) arenarie e conglomerati intercalati con laminazioni incrociate e convolute.

superiore, sulla base di determinazioni micropaleontologiche di associazioni ad ostracodi e foraminiferi bentonici, pur essendo assenti quei microfossili (planktonici in particolare) che ne potrebbero definire con maggiore esattezza la datazione. La presenza, in queste argille, di microfaune essenzialmente oligotipiche (*Ammonia* spp., *Elphidium* spp., *Valvulineria* spp.) può essere indicativa di un ambiente a salinità non del tutto normale.

Nelle “molasse conglomeratiche” a SO di C.da Ottosalme sono stati raccolti diversi esemplari di molluschi tra cui *Omphaloclathrum miocenicum* (MICHELOTTI), *Glycimeris glycimeris* (LINNEO), *Arca syracusaensis* (MAYER), *Ostrea gingersis* SCHLOTHEIM, *Hinnites brussonii* DE SERRES, *Ringicardium hians* (BROCCHI).

Alla sommità di Cozzo Gracello corpi metrici di conglomerati (TRV_{1b}) si intercalano al termine argillo-sabbioso. I conglomeratici hanno caratteristiche litologiche e sedimentologiche coerenti con quelle tipiche di depositi gravitativi di tipo *mass-flow* riscontrati in contesto di fronte deltizia distale. L'analisi microscopica delle intercalazioni argillose presenti tra i corpi conglomeratici ha rivelato microassociazioni (foraminiferi e nannoplanton calcareo) di ambiente marino molto prossimale di età non più recente del Tortoniano sommitale. La presenza dei corpi conglomeratici è stata considerata indicativa di una ripresa della sedimentazione grossolana alla foce di corsi d'acqua effimeri a carattere torrentizio. Il “ringiovanimento” dei corsi d'acqua è stato correlato ad un locale abbassamento relativo del livello del mare, registrato ai margini dell'originario bacino di sedimentazione, probabilmente indotto da una tettonica sinsedimentaria attiva nel Tortoniano terminale (GUGLIOTTA, 2010). A prova di ciò, l'analisi dettagliata del *bedding* effettuata nella formazione Terravecchia ha rivelato la presenza di *pattern* stratali (tipo *simple* e *complex syntectonic intraformational angular unconformity*) tipicamente ricondotti a tettonica sinsedimentaria di tipo contrazionale



Fig. 51 - Formazione Terravecchia, membro pelitico; argille con intercalazioni sabbiose contenenti faune a molluschi (TRV_{3d}). Contrada Ottosalme.

(GUGLIOTTA & GASPARO MORTICELLI, 2010). ALLIEZ *et alii* (1996) riconoscono diversi sistemi fluvio-deltizi embricati all'interno dei quali distinguono un sistema principale, il “*Southern Scillato System*”, che occupa gran parte del bacino, costituito da un membro basale conglomeratico di conoide delizia progradante verso nord, passante verso l'alto ad arenarie, siltiti e argille depostesi per aggradazione.

ABATE *et alii* (1999) raggruppano i sedimenti della f.ne Terravecchia che occupano la depressione di Scillato in un “ciclo sedimentario tardo Tortoniano-Messiniano inferiore”, caratterizzato, in una prima fase, da sedimentazione grossolana di conoide alluvionale alimentata da nord e da nord-est e, successivamente, da una sedimentazione più fine. Eventi lacustri e sistemi fluviali tipo *braided* alimentati da sud, passerebbero verso l'alto a sedimenti di ambiente marino normale alternati a depositi lacustri. I conglomerati affioranti a C.zo Gracello vengono considerati come l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario riferibile al Messiniano inferiore. Questo dato non è confermato da recenti indagini effettuate nell'area.

5.1.3 – *Formazione Baucina (BAU)*

I depositi sono rappresentati da biocalcareniti e calciruditi a frammenti di Porites, e areniti calcareo-marnose, biocalcareniti massive, litofacies clastico-carbonatica della formazione Baucina (ARUTA & BUCCHERI, 1976). Affiorano nell'area circostante l'abitato di Campofelice di Roccella, a Monte Bovitello con spessori tra 10 e 20 m. Sulla base della presenza di *Turborotalia multiloba* e per comparazione con i depositi affioranti in zone limitrofe (Foglio “Caccamo”) l'età della formazione è attribuita al Messiniano inferiore. L'ambiente deposizionale è quello di un margine di piattaforma.

Alcuni affioramenti, precedentemente cartografati come riferibili a questa formazione (ABATE *et alii*, 1988), sono in realtà calcari gessosi con livelli brecciati, in passaggio laterale con il membro fanglomeratico (GPQ₄, Contrada Basalaci, Costa Schiavo, Pozzillo ed aree adiacenti).

5.1.4 - *Depositi evaporitici pre - 5,45 Ma*

5.1.4.1 - *Formazione Ciminna (CII)*

Gessareniti e gessopeliti rossastre o grigio-verdastre affiorano per uno spessore di circa 40 m a Cozzo Marmaro (vedi Fig. 47), a NNO di Cerda. Sono litologicamente correlabili con il livello evaporitico più antico affiorante nel vicino bacino di Ciminna (CONTINO & CATALANO, 2003).

5.1.5 - Gruppo Gessoso-Solfifero

I terreni evaporitici e clastico-evaporitici affioranti rappresentano solo una parte dell'intera successione nota in Sicilia come "serie gessoso solfifera".

Il nuovo schema litostratigrafico (Tab. III) raggruppa i depositi evaporitici o clastico-evaporitici in un Gruppo all'interno del quale si rinvenivano le successioni equivalenti al ciclo evaporitico inferiore e superiore (*sensu* DECIMA & WEZEL, 1971). I depositi appartenenti alla formazione Ciminna sono, invece, considerati come i prodotti di un evento evaporitico precedente al ciclo evaporitico inferiore. Le unità riconosciute nel Foglio sono qui di seguito descritte a partire dal basso:

5.1.5.1 - formazione di Cattolica - membro selenitico (GTL₂)

Gessi selenitici massivi e/o stratificati con, a luoghi, intercalazioni di laminita algali e di marne gessose biancastre, spessore massimo 150 m. Affiorano a Case Pestavecchia e a Pizzo Bosco (vedi Fig. 47, sezioni di C.da Pestavecchia, Pizzo Bosco fianco SE, Cozzo Bianco – Cozzo Scavuzzo) e ad ovest Scorsusa (vedi Fig. 47). I gessi poggiano in discordanza sul membro marno-argilloso della formazione Terravecchia nell'area di Sambuchi, Case Petrocchia e Cozzo Marmaro; quest'ultimo affioramento poggia in discordanza sui litotipi della f.ne Ciminna.

5.1.5.2 - formazione di Pasquasia - membro dei fanglomerati (GPQ₄)

Nei pressi di Borgo Garbinogara (Campofelice di Roccella) sono state cartografate per la prima volta delle argille grigiastre con fauna ad ostracodi (*Cyprideis pannonica*) del Messiniano superiore.

Nella contrada Gargi di Cenere (Fig. 52) e nei dintorni di Campofelice di Roccella (Torrente Basalaci) affiorano dei calcari evaporitici grigiastri (GPQ₄) che nel passato (ABATE *et alii*, 1988) sono stati cartografati erroneamente come calcari della formazione Baucina. Questi livelli calcarei passano lateralmente a fanglomerati ed alle argille a *Cyprideis* (membro gessoso-marnoso GPQ₄). Le stesse litofacies si osservano nella C.da Gatto (Fig. 49), lungo la strada Campofelice-Collesano, ove poggiano, chiaramente in discordanza e con forte lacuna, sulle vulcanoclastiti delle tufite di Tusa. Analogo contatto tra la f.ne Baucina e le vulcanoclastiti si osserva nella zona di Costa Schiavo.

Nei dintorni di Case Guarnera, ad ovest di Campofelice di Roccella, affiorano conglomerati rossastri poligenici erroneamente attribuiti (ABATE *et alii*, 1988) alla f.ne Terravecchia. A Monte Bovitello, SO dell'abitato di Campofelice di Roccella-

la, affiorano, con spessori massimi di 20 m, gessopeliti e gessoareniti a struttura enterolitica e/o alabastrina poggianti, con un contatto erosivo e discordante, sui calcari evaporitici brecciati a pseudomorfi (GPQ₄).

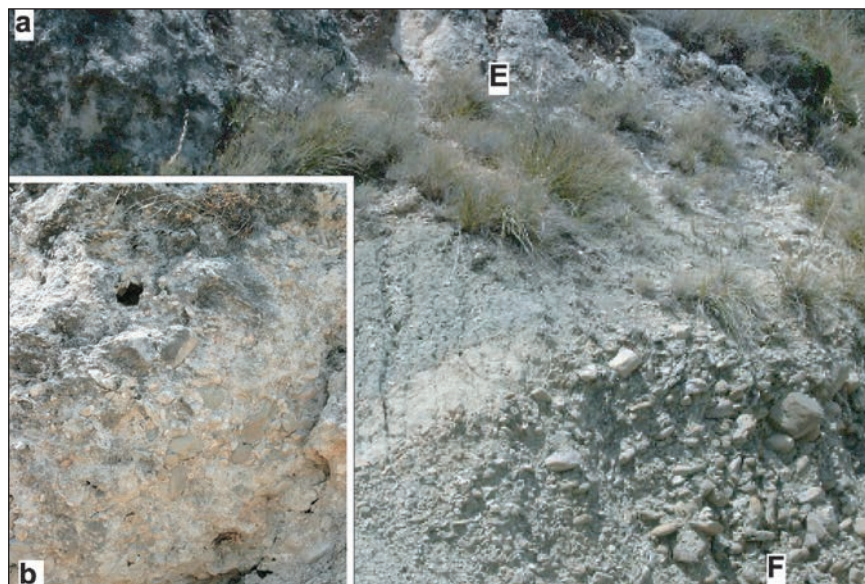


Fig. 52 - Fanglomerati (F) e calcari evaporitici messiniani (E) in (a). Dettaglio dei calcari evaporitici messiniani con clasti arrotondati provenienti dai sottostanti orizzonti fanglomeratici. Contrada Gargi di Cenere, Campofelice di Roccella. in (b)

5.2. - DEPOSITI PLIOCENICI

5.2.1 – Trubi (TRB)

I Trubi sono costituiti generalmente da coppie di marne e calcari micritici, bianco-grigiastri e giallastri con ricca fauna a foraminiferi planctonici e microflora.

Affiorano esclusivamente sul fianco nord-orientale di Pizzo Bosco (vedi Fig. 47), a sud del Monte San Calogero e nelle zone costiere tra Buonfornello e Lascari, ed a Case Basalaci a sud di Campofelice di Roccella (Fig. 53). Gli spessori sono variabili tra una decina di metri (Buonfornello, Campofelice di Roccella) e circa 200 m (Pizzo Bosco). Sono stati cartografati nuovi affioramenti rispetto a quelli già noti. I campioni esaminati contengono *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) e *Gl. margaritae* (BOLLI & BERMUDEZ) tra i foraminiferi e *Discoaster tamalis* (KAMPTNER), *D. asymmetricus* (GARTNER), *Reticulofenestra pseudoumbi-*

licus (GARTNER) ed *Helicosphaera sellii* (BUKRY & BRAMLETTE) tra i nannofossili calcarei che assegnano i depositi allo Zancleano.

Nel settore di Capo Plaia si rinviene una potente intercalazione di calcareniti bioclastiche (TRB_a, Fig 54) contenenti *Amphistegina vulgaris*, frammenti di briozoi, echinoidi, bivalvi e balanidi (CIPOLLA, 1926; RUGGIERI & TORRE, 1973). Le calcareniti mostrano stratificazione incrociata (concava e planare) alla media e grande scala riconducibile alla migrazione di forme di fondo sabbiose (*sand waves*), in risposta a forti correnti trattive (AVELLONE *et alii*, 2008). La successione è ben esposta in una sezione naturale in corrispondenza del centro abitato di Lascari. La stratificazione risulta generalmente da piano-parallela (a piccola scala di osservazione) a “divergente” (geometrie di crescita, a grande scala). Il limite inferiore dei Trubi è una superficie di discordanza angolare ed erosiva sulle tufti di Tusa (TUT). Tale superficie corrisponde ad una lacuna stratigrafica significativa. L'intera successione dei Trubi è stata qui riferita allo Zancleano sulla base dei foraminiferi planctonici (biozone MPL1-MPL4a, SPROVIERI, 1979) e del nannoplancton calcareo (*Discoaster pentaradiatus* TAN, *D. brouweri* TAN, *Calcidiscus macintyreii* BUKRY & BRAMLETTE, *Reticulofenestra pseudoumbilica* GARTNER, *Sphenolithus* spp. DEFLANDRÈ, *Helicosphaera sellii* BUKRY & BRAMLETTE) della biozona MN12. L'inserimento del corpo calcarenitico (Fig 54 b) è databile tra 5.1 e 4.8 Ma. Lo spessore complessivo dell'unità è compreso tra 60 e 100 metri.

Nel settore marino appartengono a questa formazione i depositi pelagici ed emipelagici dell'*offshore* del Foglio che sono stati separati sismostratigraficamente nell'unità PT1 e che giacciono direttamente sopra l'orizzonte Y. Le intercalazioni torbiditiche riconosciute nell'unità PT1 (vedi Fig. 10 a, b) potrebbero essere correlate con i depositi clastico-carbonatici (calcareniti ad *Amphistegina*)



Fig. 53 - Depositi di avanfossa deformata presenti come alternanze di marne e calcari marnosi, bianco-grigiastri (Trubi, TRB).

affioranti nel settore nord del Foglio in prossimità dell'abitato di Lascari.

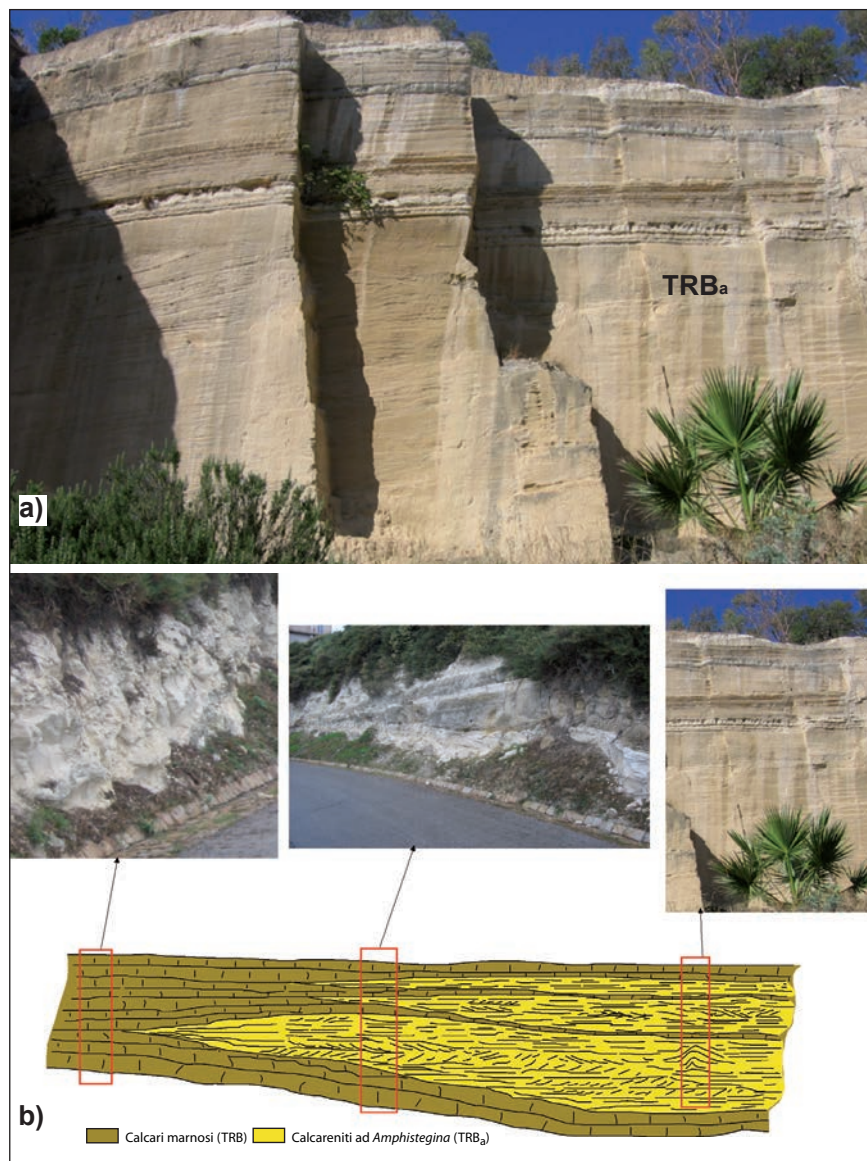


Fig. 54 - Potente intercalazione clastica (calcareni ad *Amphistegina*, TRB_a). Tale successione è esposta in una sezione naturale del centro abitato di Lascari (modif. da AVELLONE et alii, 2008).

6 - DEPOSITI QUATERNARI EMERSI

I depositi quaternari marini e continentali sono stati cartografati come unità a limiti inconformi (UBSU) applicando le norme del Servizio Geologico Nazionale (ISPRA) come indicato dai criteri riportati nei relativi Quaderni (S.G.N., 2002). Sono stati introdotti adattamenti nella definizione delle unità litostratigrafiche in relazione alla specificità dell'area siciliana. Una sintesi relativa ai sintemi quaternari affioranti in Sicilia nord-occidentale è riportata in DI MAGGIO *et alii* (2009).

6.1 – DEPOSITI MARINI (PLEISTOCENE MEDIO-SUPERIORE)

Nella fascia costiera affiorano lembi di depositi marini, che ricoprono delle spianate site a diverse quote, costituiti da corpi più o meno potenti di sabbie, arenarie e conglomerati poligenici. Tali depositi sono stati compresi nei sintemi di Buonfornello-Campofelice (Pleistocene medio) e di Barcarello (Tirreniano) e sono stati riconosciuti anche nell'attiguo Foglio "Palermo".

Di ciascuna unità sono state indicate le caratteristiche litologiche e le variazioni di tessitura specialmente per i depositi sciolti. Questo criterio permette di conservare il significato genetico (espresso dai simboli delle tessiture) e l'età delle diverse unità stratigrafiche (data dal colore corrispondente). Questi criteri sono stati usati anche per le aree marine degli specifici fogli.

6.1.1 - Sintema Buonfornello-Campofelice

Con questa denominazione vengono indicati i depositi marini, formatisi in differenti cicli sedimentari precedenti la fase calda tirreniana, che ricoprono le superfici di abrasione e orlano a gradinata la fascia costiera tra Termini Imerese e Capo Plaia (Fig. 55). Sono riferiti al Pleistocene medio e sono siglati progressivamente dal più antico al più recente in funzione della quota sul livello del mare.

Questi depositi sono di non facile attribuzione cronologica per mancanza di informazioni (in realtà i dati delle curve isotopiche suggeriscono una formazione di depositi marini sui terrazzi non più antica di 450 ka). L'unità giace su una superficie di discontinuità da sub-orizzontale ad ondulata, incisa nei terreni pre-quaternari ed è costituita da: arenarie, conglomerati, sabbie e silt con locali intercalazioni pelitiche grigiastre. I depositi si estendono da 25 m a circa 270 m s. l. m. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica, talvolta ricoperta da suoli oppure dai depositi del sintema di Capo Plaia, riferibili a cicli deposizionali

successivi all'ultima espressione glaciale (Pleistocene superiore). Gli spessori sono compresi da 1 m sino a circa 5 m.

6.1.1.1 - Subsintema di Gargi di Cenere (**BCP**₁, 170-250 m s.l.m.)

Depositi di ciottoli in matrice sabbioso-siltosa, spesso pedogenizzati ed erosi, si rinvencono nel settore di Campofelice di Roccella, nei dintorni della Fattoria Gargi di Cenere (pianori in destra del torrente Garbinogara, affluente dell'Imera). Questi depositi sono limitati inferiormente da una superficie inconforme, ritagliata nei terreni pre-quaternari e, superiormente, dai depositi del sintema BNI o da quelli del sintema di Capo Plaia (AFL).

6.1.1.2 - Subsintema di Rocca d'Antoni (**BCP**₂, 70 m-160 m s.l.m.)

Depositi marini sabbioso-ciottolosi (Figg. 56 e 57) di spiaggia emersa, battigia ed infralitorale, con valve di *Spondylus* sp., *Ostrea* sp. e, nel substrato, nidi di litodomi, legati a questo subsintema; si rinvencono, con ampiezza variabile, in tutta la fascia costiera ad ovest dell'abitato di Termini Imerese (località S. Marina).

Ivi, i depositi marini, sabbioso-ciottolosi, mostrano una stratificazione e laminazione incrociata, con veri e propri apparati dunari. Il limite inferiore dei depositi è dato da una superficie inconforme (di abrasione) ritagliata nei depositi pre-quaternari, mentre il limite superiore è dato dal sintema BNI o dai depositi

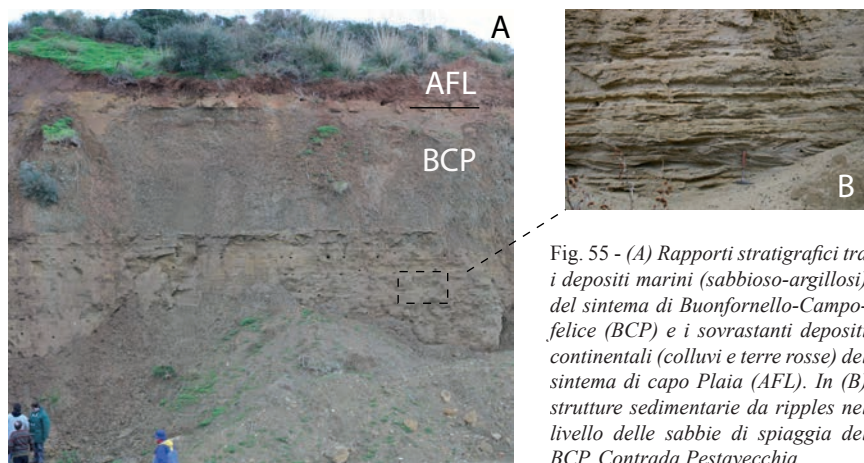


Fig. 55 - (A) Rapporti stratigrafici tra i depositi marini (sabbioso-argillosi) del sintema di Buonfornello-Campofelice (BCP) e i sovrastanti depositi continentali (colluvi e terre rosse) del sintema di capo Plaia (AFL). In (B) strutture sedimentarie da ripples nel livello delle sabbie di spiaggia del BCP. Contrada Pestavecchia.

colluviali olocenici (sintema di Capo Plaia), potenti sino a circa 3 m, oppure dalla superficie topografica pedogenizzata.

Nel settore tra Termini Imerese ed il Fiume Torto, sabbie bruno-giallastre prevalentemente quarzose, siltose alla base, ad *Ostrea* sp., con lenti di ciottoli ben



Fig. 56 -Alternanza tra orizzonti di sabbie e ghiaie nei depositi marini del sintema di Buonfornello-Campofelice, subsintema Rocca d'Antoni. Contrada Pestavecchia.



Fig. 57 -Faglie dirette nei depositi arenacei (con laminazione incrociata e parallela) del sintema di Buonfornello-Campofelice, subsintema Rocca d'Antoni. Contrada Pestavecchia.

arrotondati, talvolta appiattiti, affiorano nei pianori siti alle pendici settentrionali del Monte S. Calogero (contrada Madonna Diana e dintorni di Villa La Rocca e di Casa Serra). Questi depositi, potenti da 1,5 a 3 m, passano in alto ad un orizzonte (spesso da 2 a 3 m) di ghiaie e ciottoli polimitici, in matrice sabbioso-siltosa, ben arrotondati e classati, talvolta fortemente appiattiti.

Estesi affioramenti si riconoscono tra i fiumi Torto ed Imera, in Contrada Quaranta Salme e nei dintorni di Buonfornello (località Casa La Scuola).

Depositi marini sabbioso-ciottolosi (spiaggia, sia emersa che sommersa) con progressiva prevalenza di sabbie più o meno siltose, a laminazione incrociata a lisca di pesce sono, inoltre, presenti in alcune cave della contrada Rocca d'Antoni, tra l'Imera settentrionale ed il Roccella. Questi depositi, potenti sino a 15 metri, che contengono faune a *Ostrea edulis*, *Patella caerulea*, *Glycimeris* sp., icniti (*Ophiomorpha* isp.), impronte di fondo e depositi di tempesta a laminazione incrociata ed *hummocky*, passano verso l'alto a corpi ghiaioso-ciottolosi ben cementati, separati da orizzonti sabbiosi, organizzati ciclicamente.

In questo settore, i depositi pleistocenici sono interessati da faglie dirette con andamento circa ENE-OSO e rigetti centimetrici (Fig. 57) e da piani striati con andamento NE-SO, legati ad un sistema di piccole faglie dirette sinsedimentarie (CONTINO, 2002).

Nel settore di Buonfornello, ed in particolare nella contrada Quaranta Salme, in destra del Fiume Torto, si rinvencono lembi isolati di una spianata sita localmente a circa 150-160 m. Questi lembi risultano probabilmente sollevati dalla tettonica pleistocenica come conferma la presenza di faglie dirette a modesto rigetto che li ritagliano, con andamenti simili a quelli di Rocca d'Antoni.

I depositi di questo subsintema si estendono nei pianori a monte di Casa Pestavecchia, a Rocca d'Antoni, sino all'abitato di Campofelice di Roccella. In destra del Roccella, questi depositi sono ancora presenti nei dintorni di Casa Lentini nel settore nord orientale del Foglio.

Il settore di Capo Plaia comprende i depositi sabbioso-ciottolosi che si ritrovano in lembi siti tra 60 e 100 m s.l.m. I depositi affiorano discontinuamente a sud di Cozzo San Calogero (Fig. 58).

6.1.1.3 - Subsintema di Quaranta Salme (BCP₃, 50-60 m s.l.m.)

Gli affioramenti di questo subsintema hanno un'estensione areale estremamente ridotta, limitandosi a lembi superstiti siti nella fascia costiera tra Termini Imerese e Buonfornello (località Madonna della Catena, S. Cosimo, Casa Catanzaro, contrada Quaranta Salme) e nei dintorni di Campofelice di Roccella (contrada Rocca d'Antoni). I lembi più estesi si rinvencono in destra del Fiume

Torto a monte di Casa Notarbartolo, dove affiorano depositi marini costituiti da ciottoli e massi da arrotondati a sub-arrotondati, spesso voluminosi, in matrice siltosa-sabbiosa indicative di un ambiente costiero di spiaggia, sito a breve distanza da un corso d'acqua. Questi depositi sono limitati inferiormente da una superficie inconforme, ritagliata nel substrato pre-quaternario, e superiormente dalla superficie topografica o dai depositi del sistema BNI o da eluvio-colluvio bruno-rossastro del sistema di Capo Plaia (AFL_{b2}).

6.1.1.4 - Subsistema di Torre Tonda (BCP₄, 25-30 m s.l.m)

Sabbie, ghiaie e conglomerati, affiorano discontinuamente nel Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia” in piccoli lembi (località S. Cosimo nei dintorni di Termini, nella contrada Quaranta Salme a Buonfornello ed in destra del Roccella presso Campofelice di Roccella) mentre presentano maggiore integrità ed estensione areale nel settore di Capo Plaia (contrada Torre Tonda). Il limite inferiore è una superficie inconforme ritagliata nei depositi del substrato pre-quaternario. Il limite superiore è espresso dalla superficie topografica o dai depositi del sistema BNI o



Fig. 58 -Subsistema di Rocca d'Antoni (BCP₃). Depositi marini giallastri, con laminazione incrociata e gusci di gasteropodi, affioranti a sud di Cozzo S. Calogero.

da eluvio-colluvio bruno-rossastro del sintema di Capo Plaia (vedi Fig. 55).

Nel settore di Capo Plaia, in località Torre Tonda, affiorano depositi sabbioso-ghiaiosi pertinenti a questo subsintema che ricoprono una estesa spianata di abrasione. Si rinvencono alla quota di circa 30 m s.l.m.

6.2 - DEPOSITI ALLUVIONALI

I depositi alluvionali sono visibili in affioramento principalmente nelle porzioni inferiori ed intermedie delle valli fluviali, dove danno luogo a vari ordini di terrazzi. Questi depositi sono stati cartografati nel dettaglio e sono stati riconosciuti, per ogni bacino fluviale di appartenenza, i relativi sintemi, a loro volta suddivisi in subsintemi. Ogni singolo deposito alluvionale è formato da ghiaie e sabbie di canale fluviale, seguiti in alto da silts più o meno sabbiosi, talvolta siltoso-argillosi. Alla base, laddove è visibile l'intero pacco alluvionale, si osserva una superficie di erosione ritagliata nei depositi pre-quadernari. Lo spessore delle ghiaie nei settori intravallivi è variabile, oscillando tra pochi metri sino a parecchie decine di metri, a seconda la disponibilità di rocce lapidee del substrato, capaci di dare origine a ciottoli e ghiaie.

6.2.1 - Bacino del Fiume S. Leonardo

6.2.1.1 - Sintema del Fiume S. Leonardo

La successione dei terrazzi alluvionali è ben esposta nel settore terminale del corso d'acqua e nella parte alta dell'attiguo bacino torrentizio del Pernice-Barallina. Sia pure ridotti a lembi, si riconoscono quattro ordini principali di spianate terrazzate con i relativi depositi, corrispondenti ad altrettanti subsintemi, numerati dal più antico al più recente. Da notare che i primi due terrazzi alluvionali (SLN_1 ed SLN_2) sono presenti sia sul dislivello tra il S. Leonardo ed il Pernice-Barallina, sia lungo le sponde di quest'ultimo torrente. Ciò induce a ritenere che il bacino del Pernice-Barallina si è separato da quello del S. Leonardo successivamente alla deposizione di SLN_2 ed anteriormente agli ultimi due ordini di terrazzi alluvionali (SLN_3 e SLN_4), riferibili al Pleistocene medio-Tirreniano.

Subsintema di Villa Maria (SLN_1)

Ghiaie e sabbie in matrice siltosa, talvolta argillosa, giallo ocre, a luoghi,

con massi ben arrotondati. Si rinvencono nella sponda destra del S. Leonardo, in località Villa Maria (dintorni di Monte Pileri), in lembi discontinui tra 180 e 230 m s.l.m. ed in località Casa Lo Faso, lungo il Vallone Pernice (affluente del Vallone Barallina) a 225-240 m s.l.m. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale si aggira sui 200 m.

Questi depositi sono limitati alla base da una superficie inconforme ritagliata nel substrato pre-quadernario; alla sommità da suoli giallastri o da colluvi (AFL).

Subsintema Santa Marina (SLN₂)

Depositi alluvionali simili a quelli precedenti affiorano soprattutto nella sponda sinistra del Fiume S. Leonardo nella contrada S. Marina siti a circa 100-120 m s.l.m. e sono ben esposti nella trincea dell'autostrada Palermo-Catania. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale si aggira sugli 80 m. I depositi, spessi sino a 9 m, sono costituiti da lenti ghiaiose molto allungate ed appiattite, costituite da ghiaie, ciottoli e massi da arrotondati a sub-arrotondati, localmente rilegati da cemento calcareo biancastro, che si alternano o si intercalano ad orizzonti di silt e sabbie fini, giallo ocra, con concrezioni calcaree (*poupées*) e frustoli carboniosi. Il limite inferiore è una superficie inconforme ritagliata nel substrato pre-quadernario. Il limite superiore è dato da suoli giallastri o rossastri del sintema di Capo Plaia. Lembi di tali depositi si reperiscono in destra del Vallone Pernice-Barallina, nonché lungo il dislivello che separa il bacino di questo torrente da quello del Fiume S. Leonardo, e che si estende all'interno e negli immediati dintorni dell'abitato di Termini Imerese tra le quote 90 e 110 m (CONTINO, 2005).

Subsintema di Termini Imerese (SLN₃)

Depositi alluvionali, organizzati in orizzonti lenticolari molto allungati ed appiattiti, costituiti da ghiaie, ciottoli arrotondati e massi, arrotondati o sub-arrotondati, in matrice siltoso-argillosa giallo ocra, localmente rilegati da cemento calcareo biancastro, si alternano e/o si intercalano ad orizzonti di sabbie fini, giallastre e siltose con concrezioni calcaree (*poupées*) e frustoli carboniosi. La base ("superficie inferiore" *sensu* CAROBENE, 1980) è marcata da una superficie inconforme, fortemente irregolare ed incisa nel substrato pre-quadernario (Formazione Polizzi). La "superficie superiore", sita a circa 50-60 m s. l. m. è marcata da suoli bruno-rossastri. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale si aggira sui 40-45 m. Si rinvencono nel tratto terminale del S. Leonardo, sia in destra che in sinistra orografica. La migliore esposizione si ha presso il cimitero

di Termini Imerese dove il “corpo sedimentario” raggiunge spessori di circa 35 m e vi si osservano piccoli canali secondari riempiti da sabbie siltose giallastre. A luoghi, vi sono resti di vertebrati fluitati.

Subsintema Azziriolo (SLN₄)

Depositi sabbioso-ciottolosi, organizzati in orizzonti lenticolari molto allungati ed appiattiti, di ghiaie, ciottoli e massi arrotondati, talvolta rilegati da cemento calcareo biancastro, in matrice siltosa giallo ocra, si alternano e/o si interdigitano con silt sabbiosi giallognoli con concrezioni calcaree (*poupèes*) e frustoli carboniosi.

Affiorano estesamente nel tratto finale del Fiume S. Leonardo nella periferia occidentale e negli immediati dintorni di Termini Imerese (CONTINO, 2005).

Il limite inferiore è una superficie inconforme incisa nel substrato pre-quaternario; quello superiore è dato da suoli bruno-rossastri. La spianata che marca superiormente questi depositi (“superficie superiore” *sensu* CAROBENE, 1980) è sita generalmente tra 15 e 30 m s.l.m. ed il “corpo sedimentario” (*sensu* CAROBENE, 1980) è ben esposto in diverse sezioni naturali. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale è di circa 20-25 m.

I depositi di questo subsintema affiorano anche nell’attiguo Foglio “Caccamo” lungo le sponde del torrente Azziriolo, affluente del S. Leonardo, nel tratto vallivo tra Ciminna e Mezzoiuso.

6.2.2 - Bacino del Fiume Imera settentrionale

6.2.2.1 - Sintema del Fiume Imera

Nel bacino del Fiume Imera settentrionale, sono riconoscibili successioni limitate in quanto i terrazzi alluvionali sono stati fortemente erosi. La correlazione tra i vari lembi risulta così difficoltosa.

Nella porzione mediana del corso d’acqua è stata individuata una successione costituita da tre ordini di terrazzi che, nel complesso, costituiscono il sintema del Fiume Imera settentrionale del Pleistocene medio-Tirreniano (?)

Subsintema di Piano Lungo (IMR₁)

Ghiaie in matrice sabbioso-siltosa e sabbie quarzose fini giallastre sono

organizzati in corpi lenticolari sovrapposti, spesso allungati. Si rinvencono in destra del Fiume Imera settentrionale nei dintorni di Scillato in località Case Piano Lungo, a circa 230 m s. l. m. e con un dislivello massimo dal fondovalle attuale di circa 100 m. Questi depositi riposano, tramite una superficie inconforme, sulle sabbie ed argille sabbiose della Formazione Terravecchia. Alla sommità sono ricoperti da terra rossa e, talvolta, da limo giallastro di probabile origine eolica (CONTINO, 2002) del sintema di Capo Plaia.

Subsintema di Cozzo Cannatino (IMR_2)

Alternanze di lenti allungate di ghiaia in matrice sabbioso-siltosa e di sabbie siltose fini, discordanti direttamente sul substrato pre-quadernario (a Cozzo Cannatino poggiano sulle arenarie della formazione Terravecchia) si rinvencono ricoperte da una coltre di suolo brunastro (CONTINO, 2002). Depositi di questo subsintema si rinvencono sulle sponde dell'Imera nelle contrade Rasolocollo e Cozzo Cannatino (Case Cannata). Il dislivello massimo dal fondovalle attuale è di circa 70- 80 m.

Subsintema di Fiume Grande (IMR_3)

Affiorano nelle sponde dell'Imera nelle contrade Rasolocollo e Cozzo Cannatino (Case Cannata). Lenti molto appiattite di ghiaia in matrice sabbioso-siltosa, inconformi sul substrato pre-quadernario (a Cozzo Cannatino poggiano sulle arenarie della formazione Terravecchia), sono superiormente ricoperte da una coltre di suolo brunastro. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale è di circa 60 m.

6.2.3 - *Bacino del Fiume Torto*

6.2.3.1- Sintema del Fiume Torto

La valle del Fiume Torto è caratterizzata dalla presenza di esigui lembi di depositi alluvionali, maggiormente conservati nel settore a monte della stazione ferroviaria di Montemaggiore Belsito nella contrada Peterrana, dove il substrato è costituito dal flysch numidico e della formazione Terravecchia. Laddove il substrato è dato dalle argille varicolori inferiori, gran parte di questi depositi sono stati erosi. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale è di circa 130 m.

Subsintema di Peterrana (RFS₁)

Depositi legati a questo subsintema si rinvencono in contrada Peterrana in sinistra del Torto. Si tratta di corpi lenticolari appiattiti di ghiaia e ciottoli embricati in matrice sabbioso-siltosa, che si alternano a sabbie e silt, talvolta ricoperti da suoli brunastri. Il limite inferiore inconforme, spesso irregolare, è ritagliato sulla formazione Tavernola.

Subsintema di Vaccaro (RFS₂)

Corpi alluvionali, con caratteristiche litologiche e giaciture simili ai precedenti sedimenti, si rinvencono in località Vaccaro in sinistra del Fiume Torto a circa 200-230 m s.l.m., in destra del Fiume Torto a circa 250 m s. l. m. Il dislivello massimo dal fondovalle attuale è di circa 60 m.

6.2.4 - Sintema di Benincasa (BNI)

Comprende depositi continentali costituiti da colluvi bruno-rossastri, spesso a scheletro quarzoso sabbioso-siltoso, ricchi in ossidi di Fe, con croste calcaree (orizzonti petrocalcici) e concrezioni nodulari (*poupèes*). Localmente si rinvencono ciottoli calcarei e silicei, ben arrotondati ed allineati (*stone-line*) ed orizzonti di suoli (*cambisuoli*, cfr. BOSCHIAN, 2002).

I colluvi possono talvolta avere tonalità giallo ocra, specie se formati su substrati marnoso-calcarei (ad esempio sui Trubi). Questi terreni, ricoprendo superfici terrazzate disposte a diverse quote, comprendono successioni leggermente diacronie, anche se la difficoltà di datazione di questi depositi, ed il possibile sovrapporsi di più eventi deposizionali, non consente, allo stato attuale delle conoscenze, alcuna ulteriore suddivisione cronologica di dettaglio. Il limite inferiore del sintema è una superficie inconforme sui depositi marini del Pleistocene medio appartenenti al sintema di Buonfornello-Campofelice e, talvolta, sul substrato pre-quaternario. Il limite superiore è la base del sintema di Capo Plaia o la superficie topografica pedogenizzata. Questi depositi hanno notevole estensione areale e spessori medi di 1-2 m. Nei dintorni di Casa Benincasa, presso Campofelice di Roccella, questi depositi, potenti sino a circa 5 m, presentano una ripetizione di corpi colluviali rossastri o grigio-giallastri, sabbioso-siltosi, separati da orizzonti concrezionati di carbonato di calcio.

Del tutto subordinati sono i depositi alluvionali, che si riscontrano solo localmente sotto forma di corpi conglomeratici e/o fanglomeratici, non cartografabili.

li, generalmente incuneati all'interno di paleodepressioni morfologiche, in parte obliterati dai terreni del sintema di Capo Plaia, che possono talvolta raggiungere spessori sino a circa 8 m.

I depositi colluviali contengono gusci di polmonati (*Helix* sp.) e frustoli carboniosi indeterminabili. Nel Foglio, sono stati rinvenuti, a luoghi, resti di grandi vertebrati del complesso faunistico ad *Elephas mnaidriensis* (BURGIO & CANI, 1988). Le datazioni con gli amminoacidi di tali associazioni faunistiche indicano età comprese tra i 200.000 e gli 88.000 anni (BADA *et alii*, 1991; RHODES, 1996), pertanto una parte dei depositi descritti si sarebbe formata nell'intervallo Pleistocene medio-Pleistocene superiore (DI MAGGIO *et alii*, 1999).

I suoli associati a questi depositi continentali colluviali e/o alluvionali hanno un elevato grado di maturità, come attesta l'intensa rubefazione, dovuta alla liberazione di ossidi di ferro (TORRENT *et alii*, 1983). La presenza di pellicole argillose attorno ai clasti, induce a ritenere che questi suoli si siano originati in condizioni climatiche caldo-umide, con marcato contrasto stagionale, buon drenaggio e spiccato deficit idrico nei periodi secchi (SCHWERTMANN & TAYLOR, 1989), come attestato dalla presenza di concrezioni Fe-Mn e/o di CaCO_3 .

6.3. DEPOSITI MARINI (TIRRENIANO)

6.3.1 - Sintema di Barcarello (SIT)

Calcareniti e calciruditi, conglomerati, ghiaie e sabbie siltose si rinvencono estesamente lungo la fascia costiera che si estende da Buonfornello a Capo Plaia e sono noti soprattutto in perforazione (CONTINO, 2005). Questi depositi marini, affioravano sino ad alcuni anni fa, sul litorale a nord del rilievo del Monte S. Calogero (località Alca Secca), mentre oggi risultano in gran parte coperti da opere di difesa del litorale. Vennero segnalati come depositi di *beach-rock* da CONTINO (2002, 2005) che, nei livelli di silicoareniti, passanti superiormente a calcareniti e/o calciruditi, ha rinvenuto una fauna ad affinità senegalese (*Strombus bubonius* LAMARCK, *Patella ferruginea* GMELIN) del substage isotopico 5e (130-120 Ka BP).

Il limite inferiore del sintema è dato da una superficie di erosione ritagliata nei terreni pre-quadernari, mentre il limite superiore è dato dalla superficie topografica o dai depositi del sintema di Capo Plaia. Nelle zone di foce dei corsi d'acqua questi depositi sono stati incisi da profondi canali erosivi originatisi nella fase würmiana di stazionamento basso del livello marino.

Nel settore di Buonfornello, questi depositi conglomeratici o siltoso-sabbiosi, potenti in perforazione sino ad oltre 20 m, hanno restituito una fauna banale a *Tellinea* sp., *Cerastoderma* sp. ed *Hydrobia* sp. (CONTINO, 2005).

Nel settore di Capo Plaia questi depositi si estendono dal livello del mare sino ad una quota di circa 15 m. affiorando localmente lungo la costa in località Gorgo Lungo, con litofacies simili a quelle riconoscibili nel Foglio “Palermo”.

6.4. DEPOSITI CONTINENTALI

6.4.1 - *Sintema Raffo Rosso (RFR)*

In affioramento comprende depositi, noti nella letteratura geologica con il nome di *éboulis ordonées* (*sensu* HUGONIE, 1979), costituiti da materiali clastici generalmente a spigoli vivi, sino a sub-arrotondati, più o meno grossolani, di composizione prevalentemente calcareo-dolomitica. La località tipo dove affiorano i depositi ricade nel Foglio “Partinico” (Raffo Rosso). La matrice siltoso-argillosa, in genere arrossata, può essere talora molto abbondante e spesso i clasti sono rilegati da cemento calcareo. La stratificazione è evidenziata da ripetute, e talora nettamente cicliche, variazioni granulometriche dovute ai cambiamenti d'intensità e/o di frequenza del crioclastismo in ambiente assimilabile con quello periglaciale. Sono presenti superfici interne di discordanza, talvolta marcate da suoli. I depositi, marcatamente discontinui, si sono accumulati per gravità alla base di pareti e/o di versanti carbonatici, od allo sbocco di *canyons* fluvio-carsici e/o di valli relitte. Si rinvencono a monte di Villa Maria (settore di Monte Pileri), del Monte S. Calogero (potenza massima 20 m) e a sud di Pizzo Medie (Fig. 59). A sud di contrada Mongerrati si riconosce un lembo, a giacitura peneorizzontale, costituito da ciottoli dolomitici in matrice siltoso-argillosa e cemento calcitico (erroneamente cartografate come megabrecce carbonatiche in GRASSO *et alii*, 1978). I depositi vengono assegnati al Pleistocene superiore.

Il sintema è correlabile con depositi litorali regressivi rappresentati da successioni di clinoformi lateralmente continue lungo il margine della piattaforma continentale (spesse fino ad una ventina di metri). I depositi riconosciuti nei profili sismici corri-



Fig. 59 - Depositi costituiti da materiale clastico a spigoli vivi di composizione prevalentemente calcareo-dolomitica, in matrice siltosa - argillosa e/o legati da cemento calcareo, attribuibili al sintema di Raffo Rosso (RFR). Pizzo Medie.

spendono alle associazioni dei *systems tract* *FST* e *LST* della sequenza deposizionale tardo-quadernaria.

Affioramenti di questo sintema si rinvencono nel fianco settentrionale del Poggio Maria (settore Capo Plaia, Fig. 60). Ivi, si riconoscono elementi arenacei eterometrici, grossolani e spigolosi in una matrice siltosa, più o meno abbondante. Localmente sono presenti più cicli caratterizzati da ripetute variazioni granulometriche che definiscono livelli moderatamente gradati e classati, con un grado di cementazione variabile. Verso la sommità si riconosce un livello di breccia a matrice marnosa biancastra associato ad uno o più orizzonti di croste carbonatiche.

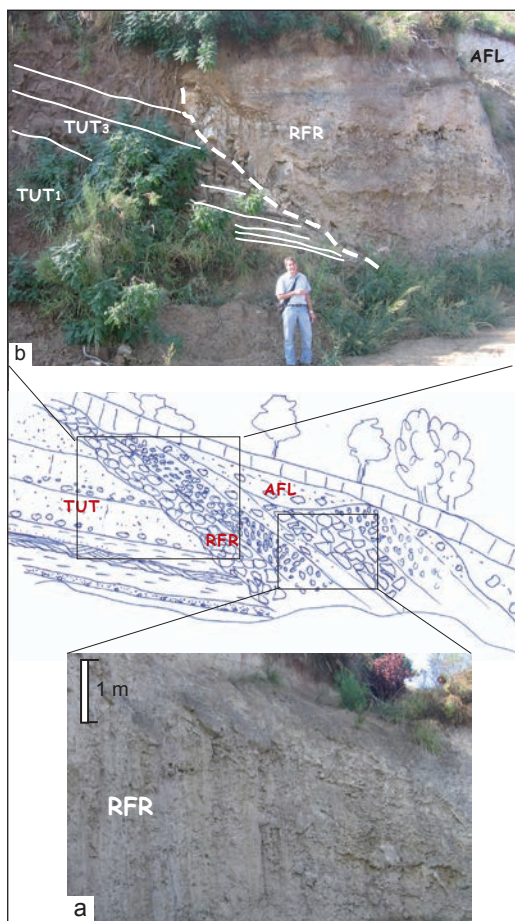


Fig. 60 - a) detriti stratificati e cementati del sintema di Raffo Rosso (RFR). b) contatto erosivo dei depositi dei sistemi RFR e AFL con le sottostanti Tufiti di Tusa (membro marnoso e membro arenaceo). Le intercalazioni cm-dm di marne micacee laminate (TUT₁) passano verso l'alto alle arenarie verdastre (TUT₃). Il limite tra le due unità litostratigrafiche è graduale come risulta dalla diminuzione verso l'alto delle intercalazioni marnose. Il Capo, versante nord di Poggio Maria.

I depositi poggiano su una superficie di erosione al tetto dei terreni tirreniani del sintema di Barcarello (o più antichi) o su una superficie di abrasione marina pre-glaciale. Tali depositi sono visibili lungo il versante settentrionale di Poggio Maria (Fig. 60) in cui il limite inferiore è una superficie di erosione sulle tufi di Tusa (membro marnoso e membro arenaceo), mentre quello superiore è rappresentato, in questo settore, da un livello di breccia a struttura massiva e matrice marnosa biancastra, caratterizzato, alla sua base, da un crostone petrocalcico, a tratti discontinuo, oppure dalla superficie topografica pedogenizzata. Lo spessore massimo valutabile è intorno ai 5 m.

6.4.2 - Sintema di Capo Plaia (AFL)

L'unità raggruppa depositi olocenici colluviali, di frana, fluviali di fondovalle, detriti di falda, detriti, accumuli di materiale eterometrico di spessore variabile nonché i depositi palustri e quelli litoranei del cordone costiero e delle spiagge attuali e i sedimenti marini della piattaforma interna. Il limite inferiore è dato da una superficie inconforme ritagliata nei terreni pre-olocenici mentre il limite superiore è una superficie topografica. Età desunta: Pleistocene superiore-Olocene. E' costituito dai seguenti litosomi:

6.4.2.1 - Depositi di frana (a₁)

Si tratta di diffusi accumuli gravitativi a giacitura per lo più caotica, spesso policiclici, costituiti da materiali eterogenei prevalentemente argillosi. La loro composizione può essere molto variabile da area ad area, in funzione delle rocce del substrato coinvolte nei movimenti franosi. I depositi più diffusi sono, comunque, costituiti da macereti derivanti dallo smantellamento dei termini prettamente pelitici del flysch numidico, delle argille varicolori inferiori e delle formazioni di Castellana Sicula, Terravecchia e, in subordine, Mufara. Al loro interno è talvolta possibile osservare grandi masse carbonatiche interessate da processi di scivolamento in blocco, oppure elementi detritici carbonatici o arenacei, passivamente coinvolti nei movimenti franosi del sottostante substrato argilloso, derivanti da processi di crollo o di caduta di detrito che dissestano, più a monte, i versanti fortemente acclivi dei rilievi più elevati.

Il loro limite inferiore è, in parte, costituito da superfici di distacco e, in parte, coincide con antecedenti piani topografici (superfici di separazione), seppelliti, lungo il piede delle frane, dall'avanzamento degli eventi gravitativi successivi. Superfici di rottura secondaria possono essere, inoltre, presenti all'interno dei

corpi franosi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica attuale. Gli spessori di questi depositi, essendo legati a movimenti generalmente superficiali, si mantengono mediamente fra i 2 e i 10 m, sebbene negli accumuli di maggiore dimensione possano raggiungere anche alcune decine di metri. Localmente, su pendii poco acclivi, vi sono fenomeni di lenti movimenti del regolite tipo *soil-creep*, orientati secondo la massima pendenza.

6.4.2.2 - Detriti di falda (a₃)

La copertura detritica è largamente rappresentata da fasce, falde e conoidi di detrito, occupanti estese plaghe ai piedi dei massicci mesozoici e dei rilievi arenaceo-conglomeratici della formazione Terravecchia e delle Tufiti di Tusa (Capo Plaia), a volte tanto estesi da obliterare i contatti stratigrafici e tettonici fra terreni diversi. Gli spessori variano da pochi metri ad una decina di metri.

6.4.2.3 - Depositi alluvionali (b)

I depositi recenti di facies fluviale, costituiti prevalentemente da lenti ciottoloso-sabbiose e sabbioso-siltose sovrapposte, seguono il letto dei principali corsi d'acqua (fiumi Imera settentrionale, S. Leonardo, Torto e Piletto) e dei rispettivi affluenti, determinando le alluvioni di fondovalle. Allo sbocco dei torrenti nella piana costiera si rinvencono sabbie, ghiaie e ciottoli che costituiscono dei dossi morfologici, oggi intensamente antropizzati, che sono qui segnalati per la prima volta. Nella regione apicale delle conoidi si rinvencono caratteristici sedimenti di colata di fango (fanglomerati), mentre poco oltre la terminazione, a valle dei canali, si rinvencono sedimenti da lama di piena (sabbie e ghiaie moderatamente ben classate).

I ritmi di progradazione delle foci sono legate ai *trend* climatici olocenici, con un netto incremento a partire dal XVI secolo (CONTINO, 2005). Molte aree che un tempo erano interessate da dinamiche fluviali sono oggi antropizzate (ad es. in destra della foce dell'Imera), ma permane in esse un'elevata pericolosità da esondazione.

6.4.2.4 - Coltre eluvio - colluviale (b₂)

Sono costituiti da clasti eterometrici di varia litologia immersi in una matrice argilloso-siltosa, giallastra, bruna o rossastra più o meno abbondante. Talvol-

ta i clasti sono allineati (*stone line*). Affiorano estesamente nel Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia” e sono legati all’alterazione *in situ* del substrato e alla locale mobilitazione prodotta dai processi di versante. Nel settore di Capo Plaia si rinvencono sabbie siltose e sabbie pelitiche rossastre (suoli rimaneggiati) con presenza di blocchi arenacei decimetrici e centimetrici, immersi nella matrice sabbioso-siltosa (spessore massimo 6 m, Fig. 61 a), sono stati generati sia dall’alterazione *in situ* del substrato che dalla successiva mobilitazione da parte degli agenti esogeni. Contengono minuti frustoli carboniosi e gusci di *Helix* spp. e altre helicidi, sia integri che frammentari (Fig. 61 b). Da notare la presenza, a più altezze, di livelli di ciottoli grossolani allineati (*stone line*), risultato del trasporto e deposizione ad opera di un flusso a maggiore energia.

Il limite superiore di questi depositi è costituito dalla superficie topografica ed è marcato da un orizzonte pedogenizzato brunastro; il limite inferiore è dato dai depositi del sintema di Raffo Rosso.



Fig. 61 - a) Depositi colluviali rappresentati da sabbie e sabbie pelitiche rossastre (suoli rimaneggiati) con presenza di blocchi dm-cm immersi nella matrice sabbiosa (spessore massimo 5 m). Si riconoscono frustoli carboniosi e frammenti di gusci di *Helix* spp. (b), livelli di ciottoli grossolani allineati (*stone line*), risultato della deposizione ad opera di flussi a maggiore energia. Il limite superiore di questi depositi è qui costituito dalla superficie topografica ed è marcato da un livello pedogenizzato. Il limite inferiore è rappresentato dal passaggio ai depositi quaternari sottostanti (sintema di Capo Plaia, AFL). Versante nord di Poggio Maria.

La migliore esposizione si ha nel versante settentrionale del Poggio Maria dove è possibile osservare il limite inferiore dei depositi, potenti da 3 m sino a circa 10 m, con l'appoggio sui depositi del sintema di Raffo Rosso. Altri affioramenti di suoli rimaneggiati rossastri, dello spessore che raggiunge i 25 m, si riscontrano in corrispondenza di Cozzo S. Calogero e lungo ben esposte sezioni sulle sponde dei torrenti Colluzio e Piletto; tali depositi continentali rossastri ricoprono, con contatto erosivo, i depositi marini pleistocenici del sintema di Buonfornello - Campofelice (BCP).

6.4.2.5 - Depositi eolici (d)

Si distribuiscono lungo una fascia sub-parallela alla costa tra la sponda destra del Torto, in località Casa Canne Masche, la foce dell'Imera settentrionale nel Piano di Pestavecchia (presso Buonfornello) e le contrade Gorgo Lungo, Piane Vecchie e Piane Nuove, nei dintorni di Lascari (settore di Capo Plaia), dove presentano una potenza massima di circa 2 m. Costituiscono un vero e proprio cordone litoraneo, oggi quasi non più visibile a seguito dei lavori agricoli che lo hanno in parte livellato. L'analisi da telerilevamento (MARESCALCHI, 1988) ha messo in evidenza lungo la costa delle fasce più o meno allungate interpretate da CONTINO (2002, 2005) come lembi del cordone litoraneo. I depositi sono sabbie più o meno silteose, raramente argillose, passanti lateralmente a ghiaie, che poggiano direttamente sul SIT e presentano, talvolta, valve di bivalvi disarticolate e spiaggiate.

6.4.2.6 - Depositi palustri (e₃)

Ubicati essenzialmente fra la foce del Fiume Torto e Buonfornello tra Casa Canne Masche e Casa Notarbartolo, nonché nella contrada Pestavecchia, questi depositi, segnalati per la prima volta da CONTINO (2002), costituiscono un sistema deposizionale di barriera litorale-laguna palustre assieme ai predetti depositi del cordone costiero. Nel settore di Capo Plaia si rinvenivano in contrada Gorgo Lungo e Piane Vecchie, dove sino in epoche storiche esistevano delle aree palustri. Alcune di queste aree palustri erano salmastre come documenta la presenza di sottili croste saline ed il toponimo Salinella (che non compare nella cartografia ufficiale). Questi depositi costituiscono un sistema deposizionale di barriera litorale - laguna palustre assieme ai depositi del cordone costiero. La potenza massima di tali depositi è di circa 2 metri.

La potenza massima dei depositi palustri, riscontrata in alcune perforazioni

eseguite in località Casa Canne Masche (presso la foce del Fiume Torto), è di circa 5 metri mentre nel settore di Capo Plaia è di circa 2 m. Sono costituiti da sedimenti fini, quali argille siltose nerastre e/o grigiastre, ricche di sostanza organica, con frustoli carboniosi, nonché da silt sabbioso – argilloso, a luoghi con livelli torbosi, spesso fetido per la presenza di emissioni di acido solfidrico.

6.4.2.7 - Depositi di spiaggia (g_2)

Lungo il litorale si rinvencono depositi prevalentemente ghiaiosi o sabbiosi, poligenici, ad elementi eterometrici. Nelle zone prossime alle foci si ha il rimaneggiamento dei materiali provenienti dai corsi d'acqua attuali. L'ampiezza del litorale è variabile essendo legata ad evoluzione a causa degli ordinari processi marini costieri. Il settore costiero di Buonfornello-Campofelice, è stato interessato da fasi di aggradazione-progradazione soprattutto a partire dal XVI secolo (CONTINO, 2005). Attualmente è affetto da progressiva erosione, legata soprattutto ad improvvisi interventi antropici, quali le opere di cementificazione dei tratti terminali degli alvei fluviali ed il massiccio prelievo di sabbia e ghiaia (ad esempio durante la costruzione dell'autostrada Palermo-Catania). La foce del F. San Leonardo, a causa del mancato apporto solido da parte del corso d'acqua a seguito della costruzione della Diga Rosamarina, è in fase di progressivo ed inesorabile arretramento.

7. DEPOSITI QUATERNARI SOMMERSI

7.1 - LA SEQUENZA DEPOSIZIONALE TARDO - QUATERNARIA

La Sequenza deposizionale tardo quaternaria (Fig. 62) è stata riconosciuta dalla fascia costiera fino a circa 300 m di profondità. Il suo limite inferiore è rappresentato, nella zona della piattaforma continentale, da una superficie di discontinuità associata a troncatura erosiva con canalizzazioni fluviali e, lungo la scarpata superiore da una superficie di paraconcordanza, su cui si raccordano nicchie di distacco multiple.

All'interno della Sequenza, sono state distinte nelle sezioni sismiche quattro associazioni di sistemi deposizionali contemporanei (Fig. 62): associazione della fase di abbassamento (*Falling Stage Systems Tract*, FSST; PLINT & NUMMEDAL, 2000), associazione della fase di stazionamento basso (*Lowstand Systems Tract*, LST, VAIL *et alii*, 1977), associazione della fase di risalita (*Transgressive Systems Tract*, TST), ed associazione della fase di stazionamento alto (*Highstand Systems*

Tract, *HST*), separate tra loro da superfici guida identificate dai caratteri delle terminazioni laterali dei riflettori e correlabili in tutta l'area.

Questi sistemi deposizionali contemporanei corrispondono ad unità sismiche che, a loro volta, sono costituite da associazioni di facies sismiche, definite dai caratteri dei riflettori, dalle geometrie interne e dalla morfologia esterna.

La superficie di discontinuità (Fig. 62), che limita inferiormente l'intera successione, mostra una morfologia articolata, caratterizzata da gradini morfologici e vasti tratti in contropendenza, legati alla risalita diapirica di vulcani di fango ed appare intagliata da alcune paleoincisioni nei settori orientali della piattaforma interna. Tale superficie corrisponde ad un limite di sequenza di tipo I (VAIL, 1987)

Il *FST* (Fig. 62) è stato individuato nei settori di piattaforma esterna dove poggia in *onlap* sulla superficie di discontinuità tardo pleistocenica ad una distanza media di 15 km rispetto all'attuale linea di costa ed a profondità comprese tra i -110 m ed i -130 m.

La facies sismica prevalente è obliquo-tangenziale, più raramente obliquo-parallela, con un'inclinazione media dei riflettori di circa 3,5°. I riflettori mostrano un'ampiezza variabile e sono interessati da scivolamenti gravitativi e deformati da piccole pieghe da trascinamento (*drag folds*, *sensu* GARDNER *et alii*, 1999; MELLO & PRATSON, 1999). L'ampiezza e la continuità degli orizzonti sismici tendono ad attenuarsi verso mare.

Il *FST* è suddivisibile in tre sub-unità o parasequenze, di cui solo la prima e più interna mostra geometrie stratali riconducibili alla presenza di corpi sabbiosi costieri.

Il *LST* (Fig. 62) è localizzato in corrispondenza dell'attuale ciglio della piattaforma, e nelle aree più prossimali della scarpata superiore. Mostra una facies sismica a geometria progradante obliqua, con riflettori a media ed alta ampiezza e buona continuità laterale, che verso mare vanno disponendosi in *downlap* fino ad interdigitarsi con i riflettori ad alta ampiezza e lateralmente continui della scarpata superiore.

Gli spessori di queste due unità mostrano un allungamento preferenziale in senso EO e superano i 100 ms (twi).

L'orizzonte posto al tetto delle associazioni dei sistemi di abbassamento e di stazionamento basso coincide, nel settore della piattaforma esterna, con una superficie di trasgressione erosiva (*ravinement surface*; NUMMEDAL & SWIFT, 1987) e lungo la scarpata superiore con una superficie d'annegamento.

L'associazione dei sistemi deposizionali di risalita (Fig. 63) è delimitata inferiormente dalla superficie di trasgressione erosiva (*tse*) che nel settore più interno della piattaforma, è caratterizzata da strutture canalizzate ampie fino ad un centinaio di metri e profonde una decina di metri.

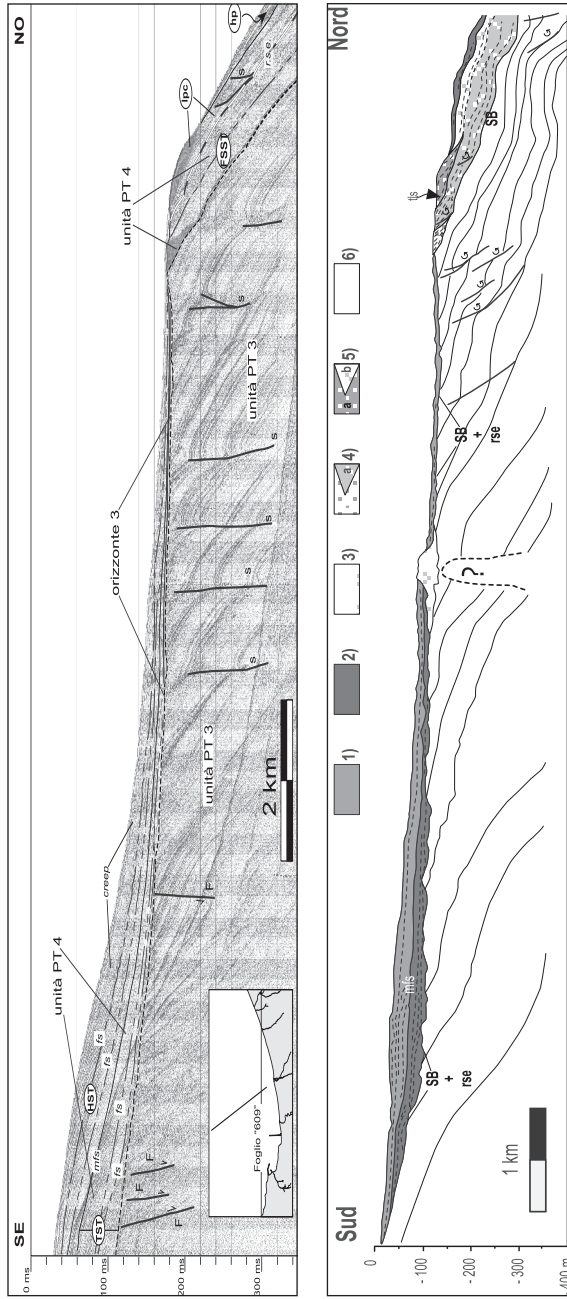


Fig. 62 - a) La Sequenza deposizionale tardo quaternaria - olocenica del Golfo di Termini Imerese (unità PT 4), Facies deltizie e/o litorali progredienti al margine esterno della piattaforma. Pieghe da trascinamento (drag fold) nell'unità PT 3. Legenda: mfs - superficie di massima ingressione marina; fs - superficie di ingressione marina; hp - healing phase; F - faglia; s - superficie di scivolamento. b) Organizzazione stratale della Sequenza deposizionale tardo quaternaria - olocenica del settore meridionale del Golfo di Termini Imerese. Legenda: 1) sistemi deposizionali di HST; 2) associazione dei sistemi deposizionali di TST; 3) diapiri di fango; 4) associazione dei sistemi deposizionali di LST; a - facies sabbiose, b - facies pelitiche; 5) associazione dei sistemi deposizionali di LST; a - facies sabbiose, b - facies pelitiche; 6) Depositi della sequenza deposizionale Noemi (Pliocene medio - Pleistocene medio). SB: limite inferiore della SDTQ; mfs: superficie di massima ingressione marina; tse: superficie erosiva di trasgressione; ils: superficie di top lowstand.

All'interno del *TST* si riconoscono, verso terra, tre parasequenze retrogradanti separate le une dalle altre da superfici di ingressione marina e, verso mare, un'unità cuneiforme al piede dei depositi di *lowstand* (depositi della cosiddetta *healing phase*; POSAMENTIER & ALLEN, 1993).

La parasequenza più antica è localizzata nei settori di piattaforma esterna e poggia su un esteso terrazzo d'abrasione, debolmente inclinato verso terra, drappeggiando le irregolarità della superficie di *ravinement*.

La parasequenza intermedia forma un corpo progradante, con clinoformi a basso angolo ($2^\circ - 5^\circ$).

La parasequenza più recente del *TST* si sviluppa in corrispondenza delle foci fluviali del Fiume Torto e del Fiume Imera, nell'attuale settore di piattaforma interna; quest'unità prograda debolmente verso nord e poggia in *downlap* sulle due parasequenze precedenti, ricoprendole solo parzialmente.

Il limite superiore del *TST* è una superficie di *downlap*, associata a troncatura apparente dei riflettori sottostanti, che corrisponde alla superficie di massima ingressione marina (*maximum flooding surface*, VAIL *et alii*, 1977). Lungo la scarpata, tale superficie ben si correla con un orizzonte ad alta ampiezza, che delimita superiormente il cuneo del *healing phase*.

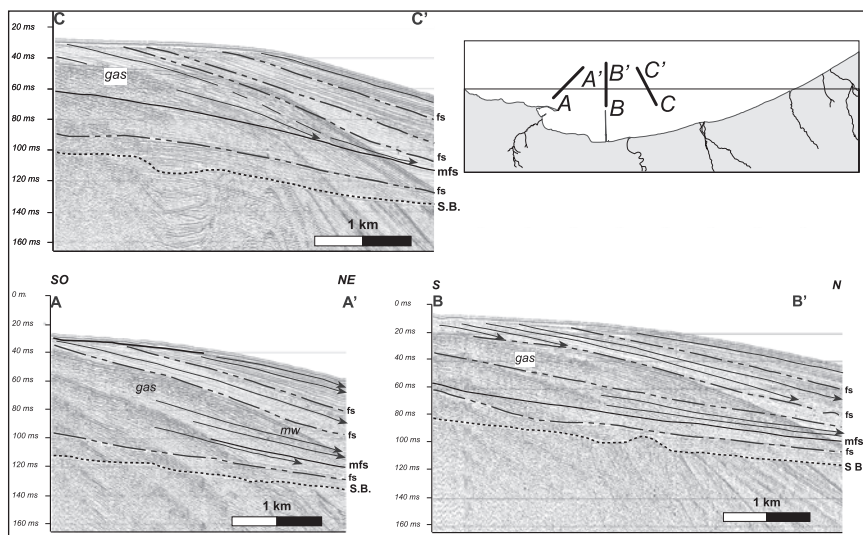


Fig. 63 - Profili sismici in serie registrati nel settore di piattaforma interna del Golfo di Termini. I tre profili mostrano le geometrie aggradazionali e progradazionali dei riflettori clinostratificati del cuneo olocenico. Si noti l'ispessimento del cuneo in direzione O-E. Legenda: mw - migrating waves o onde di sedimento "rampicanti"; fs - superfici di ingressione marina; mfs - superficie di massima ingressione marina; SB - limite di sequenza.

L'associazione dei sistemi deposizionali di stazionamento alto è rappresentata da uno spesso cuneo progradante, che si sviluppa con continuità dalla spiaggia sino alla piattaforma esterna (Fig. 63).

Il suo limite inferiore è rappresentato dalla superficie di massima ingressione marina; nel settore di piattaforma interna, questa superficie mostra fenomeni di mascheramento acustico, indizio della presenza di gas, ed è interrotta da alcuni diapiri di fango. Il limite superiore è rappresentato dall'attuale superficie deposizionale.

Nelle sezioni lungo immersione, la facies sismica prevalente dell'*HST* mostra geometrie progradanti obliquo-sigmoidi (Fig. 63, con riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale, che immergono verso mare con una pendenza di circa 3° - 5°).

Nel settore di piattaforma interna, antistante la foce del Fiume Imera settentrionale, l'*HST* è deformato da strutture tipo *migrating waves* (*sensu* MITCHUM *et alii*, 1977), che sono da ricondurre al ripetersi periodico di intensi fenomeni di destabilizzazione della piattaforma continentale, favoriti dagli alti tassi degli apporti sedimentari, dal ripetersi periodico di *shock* sismici e dalla presenza di gas (TRINCARDI & FIELD, 1991). La carta delle cronoisopache dell'*HST* mostra una notevole variabilità laterale, con ispessimenti che superano i 35 metri in prossimità delle foci fluviali (Fig. 64).

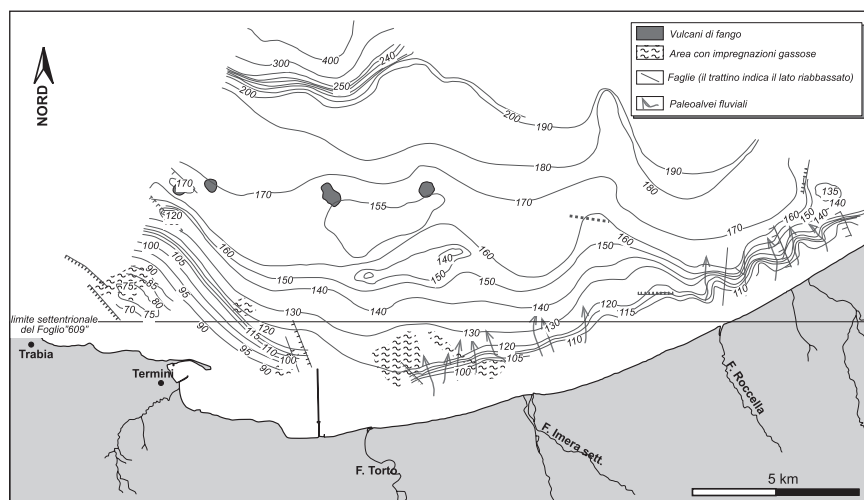


Fig. 64 - Isobate (esprese in tempi doppi) della sequenza deposizionale tardoquaternaria nel Bacino di Termini. Paleoincisioni, al largo dei maggiori fiumi. Le faglie dislocano, con rigetti minimi, il limite di sequenza.

L'analisi dei profili a più alta risoluzione ha permesso di suddividere l'*HST* in tre parasequenze (Fig. 63). Queste parasequenze mostrano configurazioni obliquo-parallele debolmente progradanti, ed un aumento dell'ampiezza dei riflettori procedendo verso costa, evidenziando una tendenza all'aumento verso l'alto della taglia granulometrica delle associazioni di facies.

7.2. - CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEI SEDIMENTI MARINI ATTUALI

I dati ottenuti classificando i sedimenti mediante il diagramma triangolare "Sabbia – Limo – Argilla" (Fig. 65, FOLK, 1954) sono stati elaborati per produrre una carta della distribuzione dei sedimenti superficiali. I limiti delle facies riconosciute sono stati tracciati tenendo conto, ove presenti, anche dei rilievi eseguiti a mezzo *Side Scan Sonar*. Sono così state distinte due facies tessiturali eteropiche e due corrispondenti ambienti deposizionali: le sabbie di spiaggia sommersa verso terra e le peliti di piattaforma interna verso il largo.

Le popolazioni granulometriche prevalenti sono risultate quelle delle sabbie, dei limi sabbiosi e del fango. Solamente un paio di campioni, prelevati alla profondità di – 10 m e – 13 m sulla piattaforma di abrasione nell'area antistante l'abitato di Trabia, sono rappresentativi della facies del detritico costiero (PERES & PICARD, 1964): in essi la frazione organogena risulta costituita da alghe calcaree, colonie di briozoi e detrito conchigliare.

Le sabbie sono diffuse prevalentemente nel settore centro-orientale del Golfo

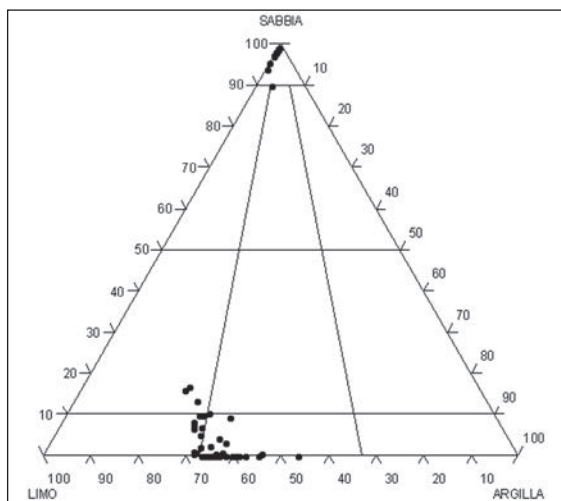


Fig. 65 - Distribuzione secondo il diagramma triangolare di FOLK (1954) dei campioni di sedimento prelevati nel Golfo di Termini Imerese.

di Termini, nelle zone antistanti le foci fluviali fino alla batimetrica dei - 30 m. Nel settore occidentale esse si rinvenivano all'interno di tasche erosive intagliate nei terrazzi d'abrasione marina ed appaiono caratterizzate dalla presenza di campi di *megaripples*.

Secondo la scala di WENTWORTH si tratta di sabbie fini e molto fini, che presentano un colore variabile dal bruno giallastro al giallo-biancastro ed una componente bioclastica scarsa costituita da frammenti o gusci interi di molluschi (*Myrthea* sp. e *Corbula* sp.), bivalvi, briozoi, policheti, gasteropodi (*Turritella* sp., *Nucula* sp., *Smaragda viridis* (LINNÉO) e *Dentalium* sp.). La prevalente componente floristica è data da *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH.). Questi sedimenti mostrano curve di frequenza unimodali e bimodali dove la bimodalità è data dalla presenza di una componente secondaria di ghiaia o limo; si presentano da moderatamente classate a ben classate con una asimmetria variabile da negativa a positiva.

I limi sabbiosi mostrano, nella frazione arenitica, una prevalente componente bioclastica, costituita da gusci integri o da frammenti di gasteropodi (*Turritella* sp.) e bivalvi (tellinacei). Si distribuiscono secondo un'estesa fascia, ad una profondità compresa tra -30 m e -40 m nella zona centrale e centro-orientale del Golfo di Termini Imerese. Mostrano curve di frequenza bimodali e plurimodali e si presentano mal classati e con una asimmetria positiva.

Il fango si presenta dal verde bruno al grigio oliva, con una componente bioclastica quasi assente (< 5%) costituita da rari frammenti di gasteropodi (*Turritella* sp., *Nucula* sp.), scafopodi (*Dentalium* sp), tubi di serpulidi, bivalvi, resti di *Posidonia* sp. e radici di *Cymodocea* sp. Questa facies si rinviene lungo una fascia continua nel Golfo di Termini Imerese a partire dai - 60 m fino a raggiungere la scarpata superiore. Presenta curve di frequenza bimodali e plurimodali, una classazione variabile da buona a scarsa ed un'asimmetria positiva.

Nell'insieme, la distribuzione areale delle varie facies tessiturali mostra una diminuzione delle dimensioni dei granuli all'aumentare della profondità. Il passaggio fra la facies delle sabbie e quella dei fanghi è graduale tramite la facies intermedia dei limi sabbiosi. La presenza di sedimenti bimodali e plurimodali evidenzia fenomeni di addizionamento, sottolineato anche dalla loro scarsa classazione.

7.3. - DISTRIBUZIONE DELLE BIOCENOSI A FANEROGAME MARINE.

I fondali della piattaforma continentale sono caratterizzati dalla presenza di praterie a *Posidonia oceanica* (L.) DELILE, specie endemica del Mediterraneo, e a *Cymodocea nodosa* (UCRIA) ASCH.) (Fig. 65).

Posidonia oceanica si riscontra in prossimità dell'abitato di Trabia, su substrati

rocciosi della piattaforma di abrasione ricoperti da un sottile spessore di sabbie e ghiaie, da pochi metri di profondità fino a circa -15 metri e per una distanza dalla linea di costa di circa 1 km.

I rilievi *Side Scan Sonar* hanno evidenziato la presenza di una prateria a struttura continua, interrotta da ampie radure e canali *intramatte* con evidenti *megaripple*.

La prateria a *Cymodocea nodosa* è diffusa nella zona centrale del golfo, fra la batimetrica dei -5 e -20 metri, su fondali costituiti da sabbie fini e molto fini, nelle zone di spiaggia sommersa e di fronte deltizia. Questo tipo di prateria, a foglie corte, mostra una maggiore continuità rispetto alle adiacenti praterie a *Posidonia oceanica* poste nel settore centro-occidentale del Golfo.

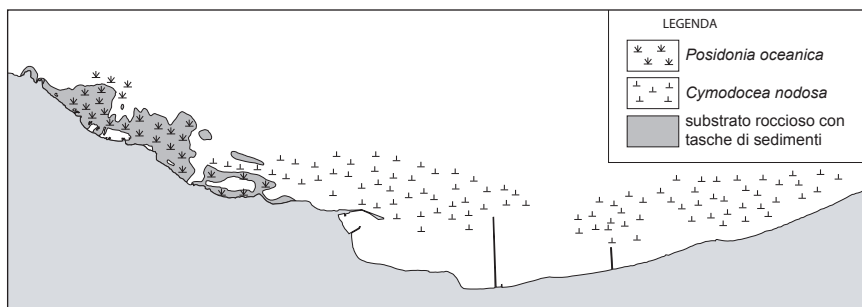


Fig. 66 - Carta della distribuzione delle Fanerogame marine presenti lungo la fascia costiera.

7.4. - UNITÀ SOMMERSE DELL'OLOCENE SUPERIORE.

La carta geologica del Foglio "Termini Imerese – Capo Plaia" mostra, nel settore marino, la distribuzione dei sistemi deposizionali e delle facies dei sedimenti marini costituenti la porzione superiore del *systems tract* di stazionamento alto (*HST*) della Sequenza Deposizionale tardo-quaternaria.

Il *systems tract* mostra una geometria interna debolmente progradante nel settore più prossimale del Golfo di Termini Imerese, dove si sviluppa il sistema deposizionale di piattaforma interna; verso il largo, in corrispondenza della piattaforma esterna, gli orizzonti assumono una configurazione pian-parallela ed una geometria aggradante.

Sulla base delle caratteristiche sedimentologiche e stratigrafiche sono stati distinti due sistemi deposizionali (uno di piattaforma interna e l'altro di piattaforma esterna) di cui, di seguito, viene fornita una breve descrizione.

7.4.1 - Sistema deposizionale di piattaforma interna

Sabbie litoclastiche da fini a finissime; sabbie bioclastiche medio-grossolane disposte a chiazze e a fasce su preesistenti terrazzi di abrasione marina, lungo le piane deltizie e le scarpate deltizie; la frazione bioclastica è costituita da gusci interi o frammenti di molluschi, briozoi e policheti. Limi e limi sabbiosi al di sotto del limite di azione delle onde di tempesta. All'interno di questi ultimi

sono presenti fenomeni di addizionamento da parte delle sabbie. Formano un accumulo cuneiforme lateralmente continuo lungo la fascia costiera sommersa. Sottocosta le sabbie occupano tasche erosive incise nel substrato roccioso. Ambiente sub-litorale (spiaggia sommersa e fronte deltizia).

7.4.2 - Sistema deposizionale di piattaforma esterna

Limi sabbiosi, limi e subordinatamente argille limose. Alla frazione limosa sono addizionate componenti sabbiose ed argillose. La ridotta frazione arenitica presenta una prevalente componente bioclastica costituita da frammenti di gusci di gasteropodi, lamellibranchi e scafopodi. Verso il largo, a partire da circa -60 m, prevalgono sedimenti fangosi di colore verde bruno-grigio oliva con componente bioclastica quasi assente. Questi depositi formano una coltre di forma tabulare che ricopre con continuità la piattaforma esterna ed il suo margine. Depositi accumulatisi per decantazione o, più raramente, trasportati da flussi legati alle piene fluviali.

8 -POZZI PROFONDI PER LA RICERCA DI IDROCARBURI.

I dati qui riportati si rifanno alle informazioni provenienti sia dalla revisione di carote e *cuttings* dai pozzi in nostro possesso (vedi anche CATALANO & MONTANARI, 1979) sia da Rapporti interni prodotti da AGIP (che qui ringraziamo) ed i cui risultati non hanno pubblica diffusione. Informazioni dettagliate provengono da MIUCCIO *et alii* (2000), che riportano stratigrafie di alcuni pozzi ricadenti nella regione (Cerde 1, Cerde 2, Colla 1).

8.1 - Pozzo CERDA 1

Il pozzo è ubicato nelle vicinanze dell'abitato di Cerda nella regione settentrionale del Foglio ed ha attraversato per 3309 m una successione marnoso-

calcareo-argillosa con intercalazioni siliclastiche e carbonatiche non facilmente databili a causa dell'assenza o del cattivo stato di conservazione dei fossili significativi (vedi sezione del pozzo nel profilo geologico FF' in cornice). Sono stati comunque riconosciuti (BERTAMONI *et alii*, 1995), nelle intercalazioni carbonatiche, elementi del Permiano superiore, Anisico e Triassico superiore; mancando le evidenze dell'autoctonia del contenuto fossilifero si propende a considerare la successione attraversata non più antica del Ladinico-Carnico.

Sulla base del rilievo geologico di superficie, delle litofacies e dei contatti tettonici riconosciuti sul terreno è stata effettuata un'inedita interpretazione della stratigrafia del pozzo in oggetto curata da A. Contino.

Sono individuabili almeno 5 intervalli, separati da contatti meccanici (alcuni dei quali riconosciuti in superficie), che permettono di ricostruire una pila di scaglie di terreni probabilmente sud-vergenti.

Le litofacies della Formazione Mufara riconosciute nel pozzo sono date da:

- argilliti e marne scure con intercalazioni di calcilutiti (Mufara s.s., MUF).
- arenarie, argilliti e marne quarzoso-micacee con intercalazioni di calcilutiti (litofacies siltoso-micacea, MUF_b). Sono distinguibili due litofacies: una superiore a prevalenti arenarie quarzoso-micacee alternate ad argilliti micacee ed una inferiore a prevalenti argilliti con intercalazioni di arenarie micacee.

Nel pozzo è altresì riconoscibile una scaglia tettonica nella quale si ravvisa l'intera successione, coronata in alto da un corpo litologico costituito da due orizzonti di calcari dolomitici nocciola, passanti in basso ad un'alternanza di calcari dolomitici grigi e di argilliti scure o rosso mattone, separati da un orizzonte marnoso-calcareo. Questo corpo, sia per le sue caratteristiche litologiche che per la sua posizione stratigrafica potrebbe essere attribuito alla formazione Scillato (SCT).

8.2 - Pozzo CERDA 2

Il pozzo, perforato immediatamente a sud del bacino mio-pliocenico di Pizzo Bosco, nei terreni del flysch numidico e sino alla profondità di 2742 m dal p. c., dall'alto verso il basso ha attraversato:

a) un pacco di 1.485 m di argille grigio scure, talora siltose, ed arenarie a grana fine-medio con cemento siliceo carbonatico. Da notare che dal p.c. sino a 55 m si riscontrano alternanze di areniti quarzose e di argille ed argille sabbiose riferibili al *top* del flysch numidico. La biostratigrafia a dinoflagellati indica un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (biozone D03c1, Dm1, Dm2, FRIXA & TRINCIANTI, 2006). Il pacco sovrasta tettonicamente:

b) un intervallo di circa 200 m di spessore costituito da argille grigio scure

scagliettate fossilifere (macroforaminiferi, frammenti di alghe), con rari livelli siltosi arenacei quarzosi e carbonatici la cui età è ascritta all'Oligocene superiore sulla base dei dinoflagellati (biozone D03a, D03b);

c) un pacco di circa 645 m di spessore (1700-2345) costituito da argilla grigio scura con intercalazione di peliti (*mudstone* e *wackstone* a radiolari e lamellibranchi pelagici, siltiti ed arenarie argillose quarzo-micacee, breccie carbonatiche). Tale corpo viene da noi interpretato come pertinente ai terreni permio-triassici (in gran parte Formazione Mufara) rinvenuti in analoga posizione strutturale in pozzi poco distanti dall'area.

d) un pacco carbonatico di circa 400 m (2.345-2742) recentemente interpretato come una successione (dall'Eocene al Trias superiore) appartenente alla piattaforma carbonatica Trapanese. Secondo MIUCCIO *et alii* (2000) vi sono rappresentati i termini compresi nell'intervallo Triassico superiore – Eocene inferiore in facies di piattaforma carbonatica e carbonatica pelagica.

8.3 - Pozzo COLLA 1

Il Pozzo Colla, ubicato nei terreni del flysch numidico sul Monte Colla a sud-est degli abitati di Sclafani e Caltavuturo, attraversa per uno spessore di 2238 m, dall'alto verso il basso: a) i depositi del membro Geraci Siculo, e del membro Portella Colla fino a 693 m; b) i depositi della successione Imerese caratterizzati da ripetizioni (vari *splays* che coinvolgono in particolare i termini giurassico-eocenici) fino a 1.540 m, ed infine c) tutti i termini della successione Imerese ricadenti nell'intervallo Eocene-Trias superiore tra 1.540 m e 2.238 (F.P.). I terreni meso-cenozoici attraversati si correlano con quelli affioranti nell'Unità tettonica Sclafani – Caltavuturo (profilo geologico in cornice) e sembrano mostrare i caratteri strutturali della stessa. Si rileva anche la presenza di bitume a più altezze stratigrafiche.

VII – TETTONICA ED ANALISI STRUTTURALE

L'edificio tettonico affiorante e sepolto nell'area del Foglio "Termini Imerese - Capo Plaia" è il risultato di una serie di eventi deformativi che hanno interessato tanto le successioni sedimentarie deposte nell'antico margine continentale africano tra il Triassico e il Miocene, quanto i depositi che hanno colmato i bacini di avanfossa dal Miocene al Pleistocene inferiore.

L'interazione dei rilievi di campagna con i dati ricavati da numerosi profili sismici profondi presenti nell'*offshore* e in regioni adiacenti ha consentito di riconoscere la prosecuzione in mare e la continuità spaziale dei corpi litostratigrafici coinvolti o meno nella deformazione e di definire anche in profondità l'assetto strutturale riconosciuto in superficie (vedi sezioni geologiche).

I rilevamenti sono stati integrati con lo studio delle strutture alla scala cartografica e con l'analisi mesoscopica alla scala dell'affioramento.

1. SCHEMA DELL'EDIFICIO STRUTTURALE. LA DEFORMAZIONE NEOGENICA

L'assetto delle strutture in superficie (Fig. 67 e Tav. I) definisce due fasce ad andamento generale NNE-SSO rappresentate dall'alto strutturale Monte San Calogero - regione della Stazione di Roccapalumba e dalla più orientale dorsale Cozzo Dipilo - Monte dei Cervi; stretta tra questi due alti si evidenzia una depressione morfotettonica (percorsa dai due fiumi principali Torto e Imera settentrionale).

L'assetto strutturale del Foglio si integra con quello regionale sud tirrenico (Fig. 67) mostrando una generale immersione ed un approfondimento delle strutture (schema morfostrutturale in cornice e sezioni geosismiche in cornice) verso nord ed un sollevamento tettonico verso sud-est delle unità di piattaforma carbonatica. Nei profili geologici sono riconoscibili i tre livelli strutturali, separati da superfici di discontinuità a bassa inclinazione, già descritti nella Sicilia centro-occidentale (CATALANO *et alii*, 2000 a, b) e nei Fogli "Caccamo" e "Corleone".

Il livello strutturale inferiore è un cuneo, spesso 6 o 7 km, di embrici di piattaforma carbonatica, scollati dal basamento cristallino apparentemente non deformato, secondo CATALANO *et alii* (2000 a, b).

Sono state riconosciute Unità S.S. con caratteristiche di piattaforma carbonatica di appartenenza panormide che si sovrappongono ai terreni di piattaforma carbonatica trapanese (sezione geologica schematica in cornice). Le U.S.S. panormidi non sono state rinvenute nelle regioni più meridionali (Tav. I, sezione

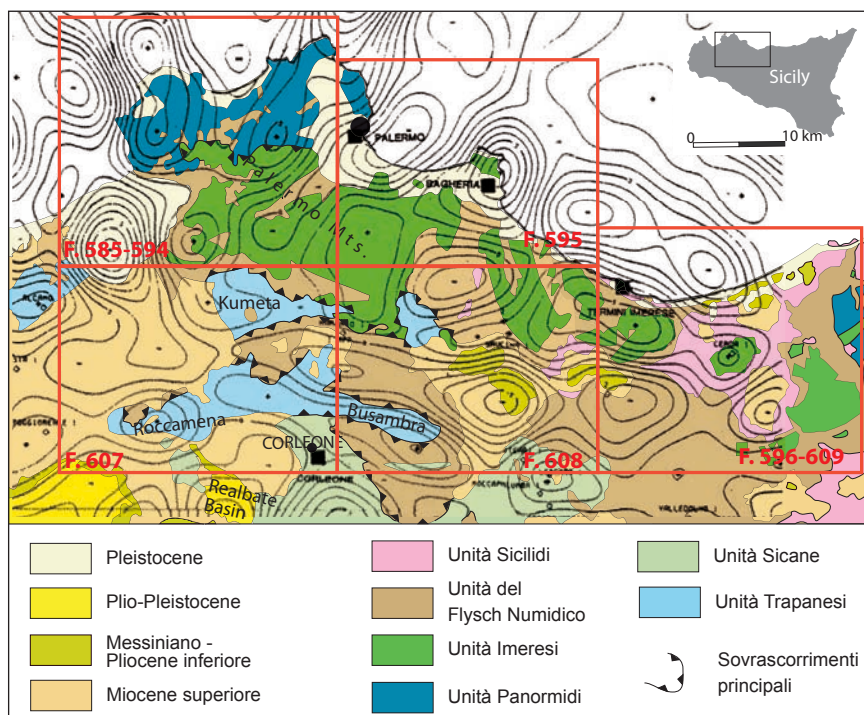
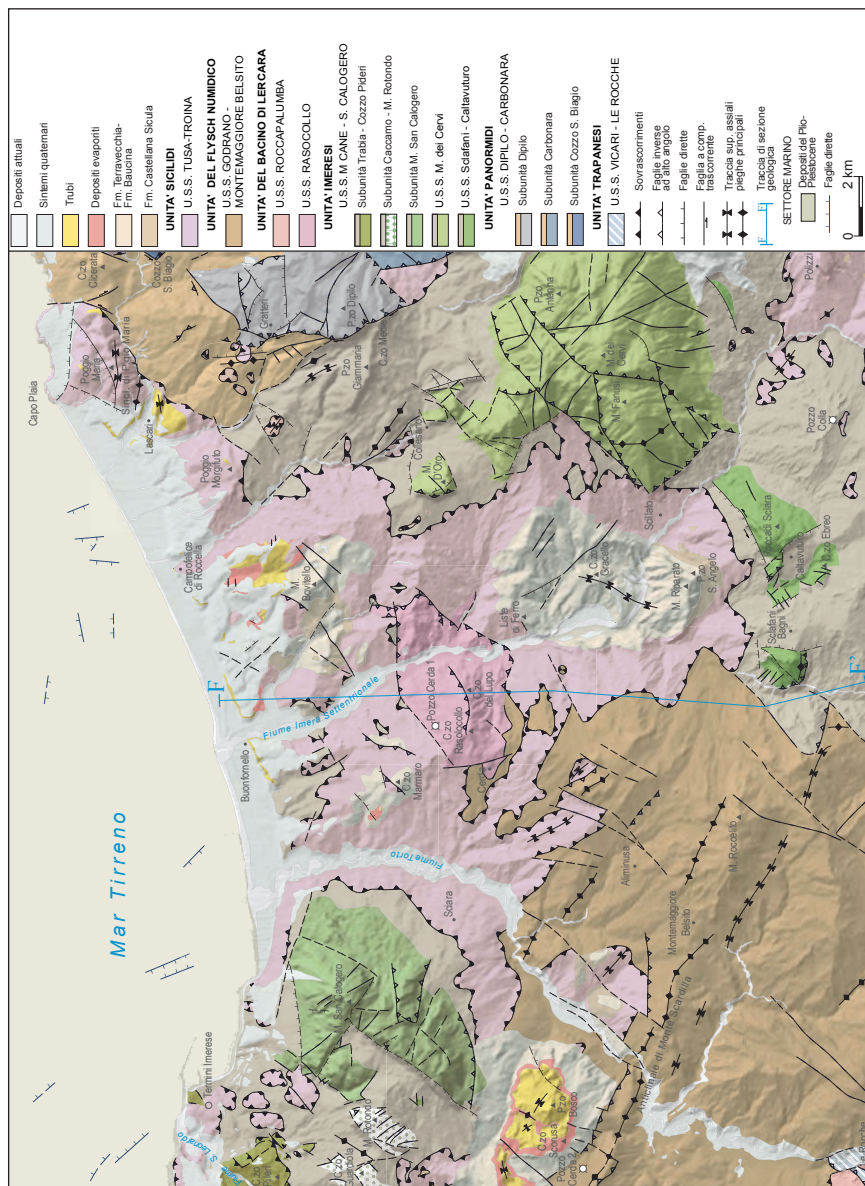


Fig. 67 - Schema strutturale di inquadramento regionale che mostra i rapporti tra le varie unità S.S. affioranti nel Foglio "Termini Imerese - Capo Plaia" e nei fogli adiacenti. E' stata sovrimposta una mappa delle anomalie di Bouger, filtrate alla profondità di 3-6 km, modificata da MURGIA (1989).



Tav. 1. *Schema tettonico del Foglio 609-596 "Termini Imerese - Capo Plaia".*

geosismica *offshore* in cornice) dove sono presenti soltanto le unità S.S. derivanti dalla deformazione dei domini trapanesi. Queste ultime affiorano, localmente, come alti strutturali (regione di Stazione di Roccapalumba).

Il livello strutturale intermedio è un insieme di Unità S.S. dello spessore complessivo di 1-2 km che derivano dalla deformazione del Dominio Imerese e delle relative coperture oligomioceniche del flysch numidico. Il livello strutturale superiore corrisponde ad un complesso elemento tettonico costituito in gran parte dai depositi permo-triassici del Bacino di Lercara). Questo elemento tettonico generalmente sepolto (vedi Pozzo Cerda 2) affiora piuttosto estesamente a nord, nella regione di Cerda (U.S.S. Rasolocollo-Roccapalumba) e nell'area adiacente alla stazione di Roccapalumba, nel margine sud-occidentale del Foglio. Quest'ultima affiora in continuità negli adiacenti Fogli "Caccamo" e "Lercara Friddi" (Fig. 67).

L'edificio tettonico ricostruito nel settore di Capo Plaia è rappresentato da una pila di unità tettoniche di primo ordine (U.S.S. Sicilidi e Numidiche) la cui messa in posto è riconducibile ad una fase di strutturazione compressiva di età Serravalliano. Vi affiorano estesamente i terreni appartenenti alla Unità S.S. Tusa-Troina (Sicilidi) e quelli derivanti dalla deformazione del Bacino Numidico.

Un secondo evento deformativo (Messiniano?-Pliocene) a carattere compressivo-traspressivo (*deep-seated tectonics*, cfr. CATALANO *et alii*, 2000; AGATE *et alii*, 2001) postdata i principali sovrascorrimenti, ed è responsabile della genesi di alti strutturali. Il piccolo affioramento di substrato mesozoico, all'estremità sud-est del Foglio (alto di San Biagio), costituito da successioni simili a quelle affioranti nell'area di Isnello, potrebbe correlarsi con l'Unità S.S. Dipilo - Carbonara e rappresenta l'effetto più evidente del secondo evento *deep-seated*.

In discordanza sulle unità strutturate poggiano i depositi sinorogeni (Trubi) coinvolti nella deformazione compressiva pliocenica.

Ambedue le Unità S.S. appaiono ricoperte con contatto meccanico da unità tettoniche del flysch numidico sulle quali, a loro volta, si sovrappongono spessi lembi di terreni derivanti dalla deformazione del dominio Sicilide (sezioni FF' e GG' in cornice). La sovrapposizione dell'elemento tettonico di terreni permo-triassici sulle U.S.S. imeresi è ben nota dai dati dei pozzi profondi per idrocarburi (Pozzo Valledolmo 1, AGIP) trivellati in aree adiacenti (Foglio "Alia").

Sulle varie U.S.S. impilate poggiano, in discordanza regionale, le successioni dell'avanfossa, depositi molassici ed evaporiti del Miocene superiore e rari lembi di depositi dei bacini pliocenici che occupano depressioni strutturali (confermate dalla gravimetria, Fig. 67) a direzione est-ovest.

La carta delle anomalie di Bouguer (MURGIA, 1989), filtrata ad una profondità tra 3 e 6 km, evidenzia nella regione del Foglio (Fig. 67) l'articolazione del livello strutturale inferiore (che corrisponde alle unità di piattaforma carbonatica) ed una generale coerenza con le deformazioni riconosciute in superficie.

La carta individua una grande depressione strutturale (“basso” di Scillato) a direzione circa ovest-est, a forma debolmente arcuata (convessa verso sud); tale depressione ospita i bacini miopliocenici di Scillato e Sambuchi e quello di Ciminna affiorante nell’adiacente Foglio “Caccamo” (Fig. 67).

Il “basso” di Scillato separa due pronunciati alti gravimetrici, corrispondenti (nella Tav. I) rispettivamente alla dorsale ONO-ESE Monte San Calogero- Cerda- Monte dei Cervi e all’allineamento est-ovest Caltavuturo-Stazione di Roccapalumba al limite meridionale del Foglio.

Il settore Monte San Calogero - Cerda - Monte dei Cervi è “bordato” al suo margine settentrionale (a decorso NO-SE) da una vasta depressione che occupa l’*offshore* del Golfo di Termini Imerese (Fig. 67 e schema morfostrutturale in cornice) e si protende, con la sua propaggine sud-orientale, nell’area compresa tra Campofelice di Roccella ed il vasto affioramento triassico di Cerda (Tav. I). Questa depressione conferma quanto già dedotto dai rilievi di superficie riguardo gli effetti della tettonica distensiva tirrenica.

2 – LE UNITÀ DELLA CATENA

Le varie Unità S.S., già evidenziate nel paragrafo introduttivo all’assetto stratigrafico-strutturale, vengono qui descritte in dettaglio.

2.1 – UNITÀ S.S. SICILIDI.

2.1.1 - *Unità Tusa-Troina*

L’Unità S.S. Tusa -Troina è costituita dai terreni delle argille varicolori inferiori (Cretacico-Paleocene), della formazione Polizzi (Eocene) e delle Tufiti di Tusa (Oligocene-Miocene inferiore).

L’Unità S.S. affiora con marcata discontinuità laterale in gran parte del Foglio, ed appare sovrascorsa sui terreni del flysch numidico. A luoghi, risulta ricoperta in discordanza dai depositi della formazione Castellana Sicula. La messa in posto dei terreni Sicilidi viene collocata perciò in un intervallo di tempo compreso tra il Langhiano superiore (età della fine della deposizione del flysch numidico) e il Serravalliano superiore (età della deposizione della f.ne Castellana Sicula).

Contatti tettonici tra l’Unità S.S. Sicilide ed i sottostanti depositi del flysch numidico (*s.l.*) sono osservabili a sud di Sciara, a Polizzi Generosa e nel Fosso Zimma a sud di M. Scardilla (dintorni di Montemaggiore Belsito), nel settore costiero, in località Alca Secca, alle pendici del versante orientale del Monte San

Calogero, presso l'abitato di Sciara e a nord-ovest di Gratteri a Cozzo Carbone.

La sovrapposizione avviene lungo piani di sovrascorrimento a bassa inclinazione e con geometrie di *flat*. Nel settore di Lascari (porzione nord-orientale del Foglio) il sovrascorrimento affiora nel fianco esterno della sinclinale di Lascari.

Il *thrust* è ancora ben visibile, sebbene la sua giacitura originale sia stata modificata dalla tettonica successiva alla messa in posto delle U.S.S. Sicilidi. Pertanto il piano di sovrascorrimento ha progressivamente subito una rotazione durante la nucleazione della sinclinale di Lascari sino agli attuali 45°. Strutture e deformazioni interne alle unità sicilidi e a quelle numidiche, misurate in prossimità del contatto di sovrascorrimento, suggeriscono una originaria messa in posto con direzione di trasporto tettonico verso SO.

Di difficile riconoscimento appaiono, all'interno dell'Unità Tusa-Troina, i contatti, tra formazione Polizzi ed argille varicolori inferiori che sono spesso di natura tettonica, come è visibile nell'area di Polizzi e confermato dai dati del Pozzo Avanella 1. Quest'ultimo, sito qualche km più a sud del limite meridionale del Foglio, mostra la sovrapposizione di due unità tettoniche di terreni Sicilidi.

Le argille varicolori inferiori costituiscono il nucleo di sinclinali di un sistema plicativo blando ad asse NO-SE e con lunghezza d'onda chilometrica, come si può osservare a NE di Monte Scardilla o a SO dell'abitato di Cerda. La sottostante Unità S.S. del flysch numidico costituisce il nucleo di anticlinali più **chiuse** (vedi paragrafo successivo). E' quindi confermato il carattere alloctono delle Sicilidi già riconosciuto da LUGEON & ARGAND (1906). Meno chiaro appare il meccanismo di messa in posto di queste unità (OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968).

L'assetto tettonico delle Unità Sicilidi nel settore di "Capo Plaia" mostra degli elementi di novità rispetto all'interpretazione degli AA. precedenti.

A sud del rilievo di Poggio Maria (Rio Campella e Lascari), come sopra indicato, le tufiti di Tusa risultano sovrascorse sul flysch numidico (membro di Geraci Siculo, FYN₅).

Le strutture di Poggio Maria sono state descritte da CERETTI & CIABATTI (1965), BROQUET (1970). GRASSO *et alii* (1978) illustrano il sovrascorrimento delle Unità Sicilidi sul flysch numidico, descrivendo correttamente i rapporti stratigrafici tra le marne verdi (membro marnoso delle tufiti di Tusa, TUT₁) e le soprastanti vulcanoclastiti del membro arenaceo, (TUT₃), ma considerato quest'ultimo come pertinente alla facies del flysch di Reitano. CASSOLA *et alii* (1995) descrivono l'area di Poggio Maria come una anticlinale da rampa associata al sovrascorrimento delle arenarie sulle tufiti di Tusa ed *in toto* sovrascorse sul sottostante flysch numidico (identico schema è riportato da NIGRO & RENDA, 2004).

Nel quadro dei rilevamenti condotti nel Foglio l'approccio geologico-strutturale ha permesso di riconoscere un assetto tettonico dei terreni Sicilidi ben diverso da quello indicato nei lavori sopra ricordati (Tav. 1).

A Poggio Maria il rilevamento di dettaglio e l'analisi delle strutture sedimentarie nei livelli torbiditici ha evidenziato una grande sinclinale rovesciata nord-vergente (sezione geologica BB' in cornice e fig. 68) piuttosto che un'anticlinale da rampa sud-vergente. La sinclinale rovescia di Poggio Maria coinvolge le tufti di Tusa ed il piano di sovrascorrimento sul flysch numidico che, in quest'area, risulta sepolto. Tale assetto è ricostruito anche mediante le osservazioni di su-

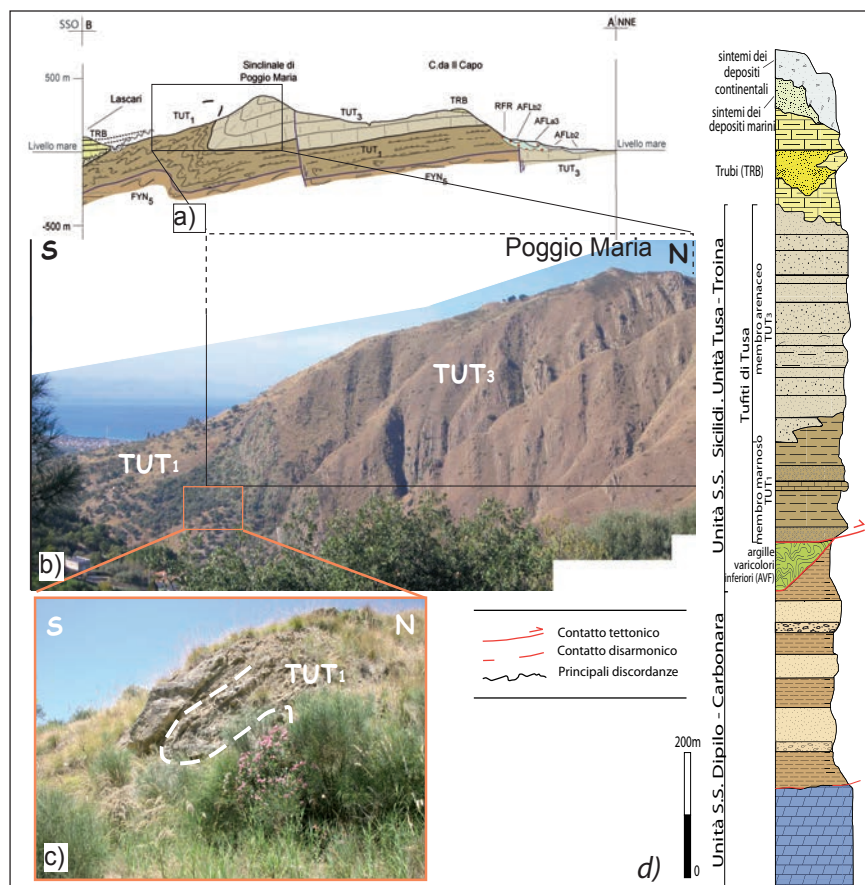


Fig. 68 - Sezione geologica che attraversa la struttura di Poggio Maria (a). La panoramica (b) mostra il fianco rovescio della sinclinale di Poggio Maria. Il membro marnoso delle Tufti di Tusa (TUT₁) poggia sul membro arenaceo, con banchi sub-verticali e/o rovesciati (TUT₃). Le marne sono caratterizzate da pieghe parassite (c) che evidenziano una elevata disarmonia strutturale effetto dell'elevato contrasto di competenza tra i litotipi; d) schema dei rapporti geometrici tra le Unità S.S. Sicilidi (TUT) e la sottostante Unità S.S. Dipilo - Carbonara.

perficie condotte nel settore di Lascari dove è possibile riconoscere il piano di sovrascorrimento in affioramento.

La sinclinale rovesciata presenta lunghezza d'onda chilometrica ed asse orientato ENE-OSO (Fig 68 a). Il fianco sud è rappresentato da 300 metri di un'imponente successione arenacea (membro arenaceo, TUT₃), con costante stratificazione verticale o rovesciata ed immersione verso sud al di sotto delle membro marnoso (TUT₁). Tale limite stratigrafico è visibile a nord di Lascari (versante sud di Poggio Maria) ed è stato riconosciuto qui, per la prima volta in giacitura rovesciata (cfr. Fig 68 b). Alla sinclinale rovesciata principale è associata la formazione di pieghe minori nel membro marnoso (TUT₁); il loro senso di asimmetria suggerisce una genesi per meccanismi di piegamento di tipo scorrimento flessurale (Fig 68 c). La presenza di pieghe a piccola lunghezza d'onda nel membro marnoso (TUT₁) evidenzia l'esistenza di una forte disarmonia strutturale tra le marne e le arenarie (TUT₃) evidentemente correlabile all'elevato contrasto di competenza tra i litotipi.

La sinclinale rovesciata di Poggio Maria appartiene ad un sistema di pieghe nord-vergenti che sono associate a deformazioni traspressive, responsabili anche di alti strutturali, come quello visibile presso Cozzo S. Biagio (estremità orientale carta). Gli alti strutturali traspressivi a doppia vergenza sollevano le sottostanti unità di piattaforma deformando le unità precedentemente sovrascorse che la ricoprono (sezioni AA' ed BB' in Tav. II).

Il fianco settentrionale della struttura di Poggio Maria appare dislocato dalla tettonica distensiva ad alto angolo che lo ribassa verso costa.

Autori precedenti (CASSOLA *et alii*, 1995, NIGRO & RENDA, 2004) indicano, nel settore descritto di Poggio Maria, un contatto di sovrascorrimento tra il membro arenaceo delle tufiti di Tusa (TUT₃), indicate come flysch di Reitano, ed i sottostanti livelli marnosi (TUT₁), definiti come Tufiti di Tusa. Lascia perplessi la definizione di sovrascorrimento per un piano che sovrapporrebbe terreni ritenuti più recenti (flysch di Reitano) su depositi più antichi (Tufiti di Tusa).

L'insieme delle suddette osservazioni permette, comunque, di escludere l'esistenza di un sovrascorrimento e di un'associata anticlinale da rampa tra le arenarie delle tufiti di Tusa e le sottostanti marne (TUT₁ e TUT₃).

2.2 - UNITÀ' S.S. DEL FLYSCH NUMIDICO

2.2.1. -U.S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito

Tale unità è costituita da terreni del flysch numidico, totalmente scollati dal substrato meso-paleogenico imerese e panormide. L'unità appare limitata infe-

riormente da superfici tettoniche a basso angolo; in particolare, sovrascorre su terreni derivanti dalla deformazione di domini più esterni (Tav. I). All'interno dell'unità, ripetizioni tettoniche ispessiscono il corpo mediante associazioni di sovrascorrimenti embricati e/o geometrie di *duplex*. Il sistema embricato, essendo costituito da litologie a forte contrasto di competenza (peliti-quarzareniti), è interessato da numerose superfici di scollamento (dorsale di Roccapalumba) pertanto lo stile complessivo della deformazione plicativa è di tipo disarmonico. L'Unità S.S. è coinvolta in un sistema plicativo principale orientato circa ONO-ESE, caratterizzato da buona continuità laterale (le superfici assiali si riconoscono per decine di chilometri) e da lunghezze d'onda di alcune centinaia di metri (Tav. I). Si riconoscono anticlinali e sinclinali al nucleo delle quali possono affiorare, rispettivamente, il membro di Portella Colla e la formazione Tavernola.

La più significativa è la struttura antiforme caratterizzata da una notevole continuità laterale (anticlinale di Monte Scardilla, Tav. 1) che attraversa da NO a SE i rilievi di Monte Scardilla e Monte Roccelito (regione di Montemaggiore Belsito): muovendosi lungo la direzione della superficie assiale, la struttura mostra uno stile di deformazione variabile. In particolare, presso Monte Melesina l'anticlinale è caratterizzata da una superficie assiale immergente verso NE che documenta una chiara vergenza verso SO; il fianco esterno rovesciato è associato ad una faglia inversa con direzione NO-SE (sezione geologica EE' in cornice).

Lungo il versante in sinistra idrografica del Fiume Torto, l'antiforme di Monte Scardilla assume la geometria di una piega simmetrica con superficie assiale subverticale e fianchi fortemente inclinati.

Ancora, presso Monte Scardilla, l'anticlinale mostra caratteri di retrovergenza correlabili alla presenza di una faglia inversa con direzione di trasporto tettonico settentrionale. Proseguendo verso sud-est questa struttura torna ad essere caratterizzata da una vergenza meridionale, presso Monte Roccelito. In tutti i settori descritti, l'attivazione di faglie trasversali all'asse attribuisce alla traccia della superficie assiale un tipico andamento ondulato.

Analogie di stile tettonico si riscontrano nell'anticlinale nord-est vergente, affiorante a nord-est di Monte Roccelito (circa 2 km a sud di Cerda). In affioramento è risultato arduo riconoscere con chiarezza le giaciture dei piani di faglia che, a luoghi, sono stati evidenziati con l'aiuto della interpretazione della sismica a riflessione.

L'Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito appare aver subito gli effetti di una tettonica polifasica, sviluppatasi tra la fine del Langhiano ed il Pleistocene. Considerate le caratteristiche reologiche, questi depositi potrebbero essere stati coinvolti in fenomeni di tettonica gravitativa.

2.3 - UNITÀ DERIVANTI DALLA DEFORMAZIONE DEL BACINO DI LERCARA (PERMO-TRIASSICO)

Come precedentemente indicato (Titolo IV) sono state distinte due U.S.S.

2.3.1 – *Unità S.S. Roccapalumba*

Questo corpo tettonico affiora in un ridottissimo areale al limite con il Foglio “Caccamo” (vedi Tav. I) ed è stato descritto nelle Note Illustrative dello stesso Foglio cui si rimanda per una più puntuale disamina.

2.3.2 – *Unità S.S. di Rasolocollo*

La struttura di Cozzo Rasolocollo è, nel suo complesso, riconducibile ad un cuneo di corpi tettonici sovrapposti (profilo geologico BB' in cornice), costituiti da terreni di età permo-triassica (complesso di Lercara, Formazione Mufara), come è documentato dal pozzo Cerda 1 (vedi stratigrafia e profilo geologico FF' in cornice). Al cuneo tettonico, spesso 3.300 m, si sovrappongono i terreni del flysch numidico, al loro interno deformati (Unità S.S. Godrano - Montemaggiore Belsito); su questi ultimi risultano sovrascorsi lembi di terreni sicilidi, in particolare argille varicolori inferiori (vedi Tav. I).

In superficie è riconoscibile una grande antiforme sud-vergente con marcata tendenza alla chiusura periclinale verso NE.

La struttura è ispessita da faglie inverse sud-vergenti (ENE-OSO) visibili soprattutto a Cozzo Rasolocollo e Cozzo del Lupo. Faglie dirette NE-SO e NO-SE, controllano il corso dell'Imera settentrionale ed il suo affluente Vallone Mondaletto (CONTINO, 2002).

L'appoggio in profondità del cuneo permo-triassico sulle unità Imeresi (come visibile nella sezioni geologica FF' in cornice) viene ipotizzato sulla base dei dati regionali. L'assetto strutturale profondo viene ricostruito lungo profili calibrati anche da dati di sismica a riflessione e di pozzo. La ricostruzione cinematica individua vari episodi deformativi durante i quali si è realizzato 1) il ricoprimento delle U.S.S. Sicilidi sul flysch numidico a sua volta sovrapposto meccanicamente sulla U.S.S. Rasolocollo, 2) la sovrapposizione di questo cuneo imbricato sulle unità imeresi, 3) la successiva deformazione di queste ultime accompagnate da importanti retroscorrimenti.

2.4 - UNITÀ IMERESI

Le Unità imeresi del Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”, affiorano lungo una fascia orientata NO-SE dal settore di Termini a quello di Monte dei Cervi.

Sebbene le giaciture siano modificate da faglie recenti, è stato possibile distinguere tre Unità Stratigrafico Strutturali effetto della fase di strutturazione tettonica: L’U.S.S. Monte Cane – San Calogero (sita nel settore nord-ovest del Foglio), l’U.S.S. Monte dei Cervi e l’U.S.S. Sclafani-Caltavuturo (a SE del Foglio).

2.4.1 - Unità S.S. Monte Cane – San Calogero

L’Unità S.S. Monte Cane - San Calogero deriva dalla deformazione della parte più esterna del Bacino Imerese. La sua individuazione e relativa messa in posto sarebbe avvenuta tra il Serravalliano (?) ed il Tortoniano inferiore. Vi si riconoscono varie subunità tettoniche, alcune delle quali affiorano nell’adiacente Foglio “Caccamo”.

2.4.1.1 - Subunità Trabia – Pideri

La subunità affiora a sud-ovest dell’abitato di Termini Imerese e nel rilievo di Monte Pileri. La stessa struttura prosegue nell’adiacente Foglio “Caccamo” tra la costa settentrionale, su cui si affaccia il centro abitato di Trabia, ed il rilievo di Cozzo Famo (vedi Tav. 1); si estende verso ovest inglobando i piccoli rilievi di Cozzo Suvarito e di Serra Mola.

Nel settore di Monte Pileri (estremità occidentale del Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”) si osservano imbricazioni interne alla subunità; sulla sponda destra del fiume San Leonardo, alla base di Monte Pileri le facies siltoso-arenacee della formazione Mufara (vedi stratigrafia) poggiano tettonicamente ora sulle radiolariti, ora sui terreni del flysch numidico (CONTINO, 1990; CONTINO *et alii*, 2004).

2.4.1.2 - Subunità Caccamo-Monte Rotondo

La struttura è parte di una probabile originaria antiforme sud vergente, smembrata successivamente da faglie con direzione NE-SO e subordinatamente E-O con caratteri trastensivi. Tali lineamenti, individuano 3 strutture separate, affioranti rispettivamente a Rocca Grande, Caccamo e Monte Rotondo in un’area di

giunzione dei Fogli “Caccamo” e “Termini Imerese-Capo Plaia” (Tav. I). La porzione più estesa affiora nel rilievo di Monte Rotondo dove la subunità è ripetutamente ritagliata da faglie dirette. Alcuni sondaggi per ricerche idriche effettuati nel fianco settentrionale del rilievo hanno intercettato la prosecuzione della struttura al di sotto delle coperture terrigene numidiche (**sezione EE' in cornice**). Non si esclude una correlazione geometrica con la più occidentale subunità Monte Cane -S. Onofrio.

2.4.1.3 - Subunità San Calogero

La subunità affiora al Monte San Calogero, una dorsale montuosa con andamento N-S rappresentativa del fianco orientale di un'antiforme ad ampio raggio di curvatura; nel complesso è interpretata come un'anticlinale di rampa sud e sud-est-vergente (sezione geologica AA' in cornice). Nella letteratura precedente tale corpo geologico, inteso come unità stratigrafico-strutturale è stato indicato come U.S.S. Pizzo Cane (CATALANO & MONTANARI, 1979), come Unità Monte dei Cervi (ABATE *et alii*, 1988 a, b) o come Unità Pizzo Cane - Monte S. Calogero (CONTINO *et alii*, 2004). La struttura, quando osservata in carta, forma nel suo insieme un arco a debole curvatura.

Il suo fronte meridionale è segnato da un grosso disturbo tettonico, interpretato come l'effetto di un *thrust* che coinvolge la copertura oligo-miocenica (flysch numidico) ed i depositi sin-tettonici miocenici. Il versante occidentale di Monte San Calogero è delimitato da un sistema di faglie dirette o transtensive, con direzione N-S e NNE-SSO, le quali ribassano, con notevole rigetto, gli adiacenti rilievi di Monte Stingi e Monte Rotondo, obliterando gli originari rapporti giacaturali effetto della fase compressiva. Tali faglie giustappongono le successioni carbonatiche triassico-cretaciche ai depositi silicoclastici del flysch numidico (originaria copertura stratigrafica delle successioni imeresi, vedi Tav. I). Il versante settentrionale della struttura, molto acclive, è caratterizzato dalla presenza di faglie dirette con direzione circa E-O (ESE-ONO) e ENE-OSO, che ribassano complessivamente, verso i quadranti settentrionali. Tale sistema di faglie è caratterizzato da cinematica distensiva e trastensiva, come suggerito dalle misure dei piani striati mesoscopici. Sul lato orientale e meridionale si rileva una fascia ampia parecchi km² coinvolta in fenomeni franosi di deformazione gravitativa profonda, che mascherano i contatti con gli adiacenti depositi terziari del flysch numidico (CONTINO *et alii*, 2004). Nel settore meridionale le giaciture verticali degli strati carbonatici meso-cenozoici del rilievo definiscono il fianco della anticlinale di rampa. La struttura di Monte S. Calogero sovrasta, verso sud, la sinclinale di Pizzo Bosco costituita da successioni (formazione Terravecchia, evaporiti e Tru-

bi) depositatesi dopo l'originaria messa in posto delle Unità Imeresi e durante la loro riembridazione interna. Le relazioni tettoniche tra le unità imeresi e l'Unità S.S. Godrano-Montemaggiore Belsito sono ben visibili sul fronte meridionale dell'anticlinale di rampa del Monte S. Calogero e sono confermate dai dati del sottosuolo del pozzo Cerda 2 (MIUCCIO *et alii*, 2000) perforato nella regione (sezione geologica EE' in cornice). I dati mostrano come, in profondità, i depositi del cuneo tettonico numidico siano disarticolati dal loro presunto substrato imerese e si sovrappongono sia sulle unità del substrato permo-triassico che sulla successione mesocenozoica di piattaforma carbonatica Trapanese. Analisi delle facies e analisi tettonica regionale, associate ai dati dei pozzi profondi, indicano una continuità spaziale ed una correlabilità strutturale fra l'Unità S.S. Monte Cane - San Calogero e le unità S.S. imeresi affioranti nell'area di Sclafani, Caltavuturo e Monte dei Cervi (vedi Tav. I).

2.4.2 - Unità S.S. Sclafani-Caltavuturo

L'Unità affiora nella regione sud-orientale del Foglio, dove si ergono le successioni imeresi della Rocca di Sciara (Fig. 69), Cozzo Ebreo - Cozzo Rosso e Sclafani Bagni. Quando correlati strutturalmente i tre affioramenti possono essere interpretati come i lembi di una anticlinale di rampa sud-vergente (sezione geologica DD' in Tav. II), dislocata da due sistemi principali di faglie con cinematica distensiva e/o transtensiva (con direzione NE-SO, sx e NO-SE, dx) e rigetti stimati di molte centinaia di metri. L'anticlinale è ben osservabile a sud della Rocca di Sclafani Bagni; qui gli strati più recenti della successione carbonatica e silico-carbonatica hanno giaciture verticali fino a rovesciate. Gli strati rovesciati, poggiano con contatto tettonico sui depositi pelitici del flysch numidico (in gran parte membro di Portella Colla) ampiamente estesi nei settori meridionali del Foglio.

Tra Sclafani e Caltavuturo pieghe minori con direzione NO-SE (non cartografabili) deformano i depositi pelitici del flysch numidico e quelli sottostanti delle formazioni Crisanti e Caltavuturo. L'unità si prolunga verso sud, sepolta nella regione di Contrada Colla, dove è attraversata dal Pozzo Colla 1 che mostra ripetizioni tettoniche della successione imerese (sezione geologica AA' in cornice).

2.4.3 - Unità S.S. Monte dei Cervi

Tale unità affiora nella fascia più orientale del Foglio (comprendendo i rilievi di Monte dei Cervi-Pizzo Antenna, Monte d'Oro e Collesano) ed è una complessa antiforme che coinvolge terreni derivanti dalla deformazione del Dominio Imere-

se (Fig. 70 a, b). Al suo nucleo sono ben visibili i terreni triassico-liassici di mare profondo. La struttura appare come un'anticlinale di rampa con generale vergenza meridionale, caratterizzata da due differenti *trend* deformativi: il principale, secondo la nostra interpretazione, ha un asse NNO-SSE, cui segue una successiva deformazione espressa da assi NE-SO.

La struttura risulta dislocata da un importante evento tettonico transpressivo sinistro al quale è riferibile la faglia principale (*master fault*) e la relativa scarpata

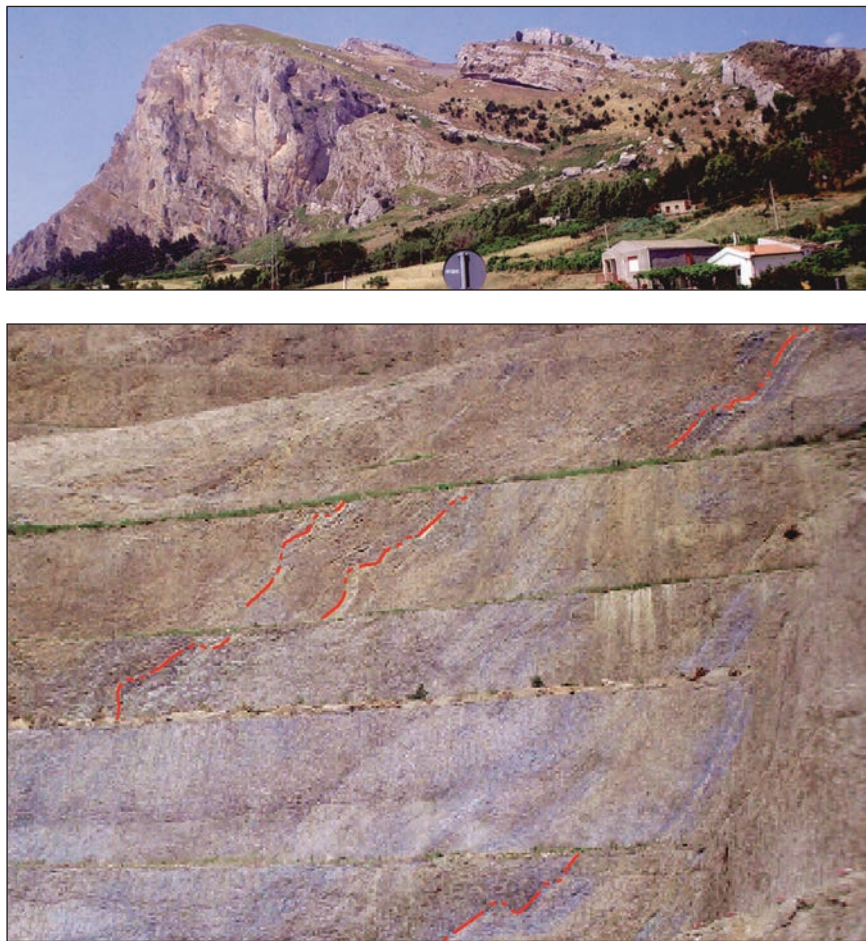


Fig. 69 - Sezione naturale della successione mesozoico-paleogenica in facies imerese. Rocca di Sciara (Caltavuturo). In basso particolare della formazione Scillato presente nella cava; gli strati immergenti verso ENE sono caratterizzati da pieghe NNO-SSE con ampiezza dell'ordine dei metri.

che disloca l'anticlinale lungo piani NE-SO (Fig. 70 a, b). Il rigetto verticale della faglia in questione viene considerato non inferiore ai 2 km se valutato alla luce dell'attuale assetto strutturale. Il sistema di faglie prima descritto è ben rappresentato in tutto il settore nord-orientale del Foglio (vedi Tav. I). La struttura di Monte dei Cervi si sovrappone verso sud e sud-ovest sull'Unità S.S. Caltavuturo-Sclafani (Tav. I e sezione geologica AA' in cornice).

Il substrato carbonatico dell'Unità S.S. Monte dei Cervi, nella regione a nord-est di Collesano, si immerge nel sottosuolo al di sotto della spessa copertura (oltre 800 m) del flysch numidico. L'unità si giustappone bruscamente lungo una direzione NNO-SSE e NO-SE (parte del Lineamento Dipilo-Carbonara, Tavv. I e II) al corpo tettonico di piattaforma panormide (U.S.S. Dipilo-Carbonara). Nel Foglio, quest'area viene attraversata dalla sezione geologica CC' in cornice e



Fig. 70 - Anticlinale di Monte Cervi. Sistemi di faglie traspressive con direzione NE-SO ribassano la struttura verso i quadranti settentrionali.

dal profilo DD' in Tav. II che consentono di ricostruire i rapporti tra l'Unità S.S. Monte dei Cervi e la subunità Dipilo (Fig. 71).

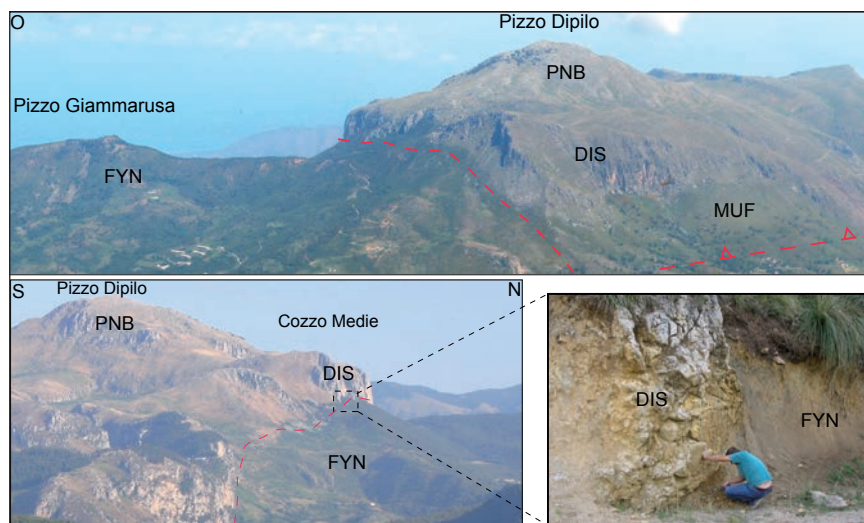


Fig. 71 - Rapporti strutturali tra la subunità Dipilo ed il flysch numidico (FYN), copertura della successione imerese sepolta nel sottosuolo; la faglia (traccia in rosso) corrispondente al lineamento Dipilo-Carbonara è visibile nell'affioramento del riquadro in basso dove ne sono stati analizzati gli indicatori cinematici. Si tratta di una faglia traspressiva ad alto angolo con direzione NNO-SSE ed immersione verso i quadranti orientali.

2.5 - UNITÀ PANORMIDI

Il Pizzo Dipilo, sito nel lembo nord-orientale del Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”, è la regione di affioramento della successione carbonatica della Piat-taforma Panormide. Questa successione si continua nell'adiacente Foglio “Castelbuono” costituendo la grande Unità S.S. Dipilo - Carbonara (vedi Fig. 67 e Tav. I).

2.5.1 - Unità S.S. Dipilo - Carbonara

Tale struttura si estende da nord (Cefalù) a sud (Pizzo Carbonara e M.te Quacella), occupando i Fogli “Cefalù, Termini Imerese-Capo Plaia e Castelbuono”.

Sono state riconosciute tre subunità tettoniche (Dipilo, Pizzo Carbonara e Cozzo S. Biagio).

2.5.1.1 – Subunità Dipilo

La subunità affiora nei rilievi di Cozzo Dipilo (settore nord-orientale del Foglio e dell'adiacente Foglio “Castelbuono”) ed è costituita per la maggior parte da terreni della Piattaforma Carbonatica Panormide e, in misura minore, dai depositi della zona di cerniera tra la stessa Piattaforma e l'adiacente Bacino Imerese.

Il corpo tettonico si immerge verso nord ed est (nell'adiacente Foglio “Castelbuono”) al di sotto di una spessa coltre di flysch numidico; verso sud la subunità Dipilo è giustapposta mediante una faglia inversa a direzione NE-SO alla subunità Carbonara (sezione DD' in Tav. II) e si sovrappone sui terreni Sicilidi (sezione BB' in cornice).

La faglia NE-SO, che ipotizziamo sovrapponga la subunità Dipilo sulla sottostante subunità Carbonara, appartiene a un sistema che attraversa il settore di Isnello. A questo sistema sono riconducibili faglie inverse mesoscopiche con immersione verso NO, misurate in prossimità della faglia principale. Le relative stazioni strutturali sono state realizzate nelle dolomie sul versante meridionale del Pizzo Dipilo (ai cui piedi si fonda l'abitato di Isnello, Fig. 72). Orientazione e cinematica delle faglie mesoscopiche sono compatibili con la sovrapposizione tra le due subunità.

Nel settore di Gratteri sono visibili faglie dirette che ribassano la formazione Gratteri rispetto al substrato mesozoico. Alcune di queste faglie con direzione NNO-SSE vengono riattivate con cinematica trascorrente destra (Fig. 73).

L'aspetto tettonico più significativo si riconosce sul margine occidentale dove la struttura è limitata da una faglia ad alto angolo a carattere regionale (lineamento Dipilo-Carbonara, Fig. 71). Il lineamento è stato analizzato lungo la congiungente nord-sud Gratteri-Pizzo Medie-Balatelli (appena fuori carta): appare come

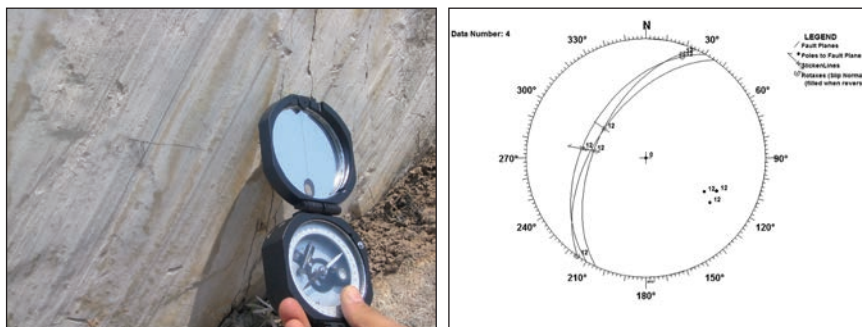


Fig. 72 - Faglie nelle dolomie di Isnello (DIS) e particolari dei piani striati relativi; l'analisi degli indicatori cinematici ha evidenziato in questo affioramento la presenza di faglie inverse orientate lungo direzione NE-SO e immergenti a NO. Località Isnello.

una struttura a direzione NNO-SSE interrotta localmente da un sistema coniugato NE-SO con cinematica sinistra.

Il lineamento Dipilo-Carbonara giustappone e localmente sovrappone, lungo il piano di faglia, i terreni di piattaforma carbonatica (subunità Dipilo) ai depositi del flysch numidico, copertura della sottostante successione mesocenozoica imerese (USS. Monte dei Cervi). Quest'ultima è correlabile con i corpi sedimentari carbonatici imerensi affioranti nell'abitato di Collesano (sezione geologica CC' in cornice e DD' in Tav. II). L'analisi dei piani striati evidenzia, nella zona di taglio del lineamento NNO-SSE, un prevalente carattere traspressivo destro (AGNESI *et alii*, 2000; CATALANO *et alii*, 2004).

Tale sistema appare interessare anche il versante occidentale del tratto P.zo Carbonara-M.te Mufara (Foglio "Castelbuono").

Un lineamento così caratterizzato viene messo in luce, con dovizia di osservazioni di campagna, da RENDA *et alii* (1999) nel settore tra Pizzo Carbonara e Monte Mufara. Pur non avendo reso noti dati nel settore da noi studiato, questi Autori hanno indicato la struttura come Lineamento Mufara-Gratteri che per il tratto Carbonara-Mufara assume i caratteri di rampa laterale di un sovrascorrimiento sud-vergente.

Il termine, che avrebbe la precedenza rispetto a quello usato da CATALANO *et alii* (2004), non viene qui accettato per il differente significato crostale attribuitogli dagli Autori (vedi RENDA *et alii*, 1999).

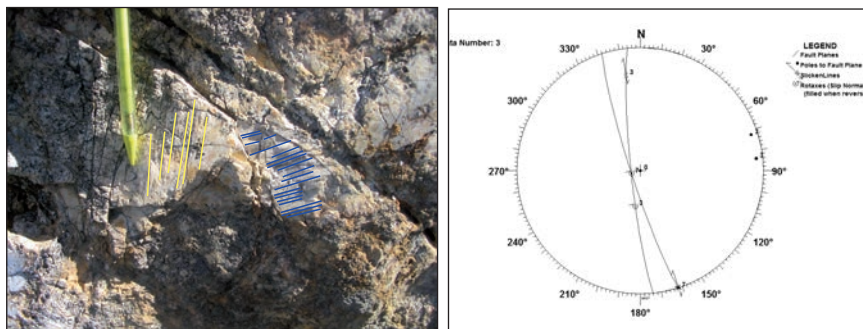


Fig. 73 - Doppia generazione di solchi d'abrasione nei calcari di Piano Battaglia (PNB) affioranti a Gratteri lungo l'allineamento Dipilo-Carbonara. Le strie di prima generazione hanno un valore di rake prossimo ai 90° ed indicano un movimento di tipo dip-slip diretto; la seconda generazione ha un valore di rake non superiore ai 23° e sono associate ad un movimento traspressivo destro. Lo stereonet accanto rappresenta le giaciture dei piani e quelle delle relative strie. Località Casa Mantilo.

2.5.1.2 – Subunità Carbonara

La subunità affiora solo parzialmente all'interno del Foglio in studio e ricade in buona parte nell'adiacente Foglio "Castelbuono".

Nei pressi del settore di Case Celsi, lungo il limite orientale del Foglio, affiorano i terreni della formazione Gratteri che verso Isnello passano ai depositi del flysch numidico, coperture della subunità Carbonara. Questi terreni si riconoscono al letto della faglia inversa NE-SO che determina la sovrapposizione tra la subunità Dipilo e la subunità Carbonara, geometricamente più bassa (sezione BB' in cornice, sezione CC' in Tav. II).

2.5.1.3 – Subunità Cozzo S. Biagio

Affiora in corrispondenza di Cozzo S. Biagio, dove sono presenti calcari e marne della Formazione Mufara (MUF), dolomie farinose bianche (DIS) e calcari marnosi della formazione Gratteri (GRT), terreni riferibili alle unità affioranti nei settori di Gratteri ed Isnello. Rappresenta l'emergenza strutturale del substrato panormide, confinato tra faglie ad alto angolo traspressive che si dispongono lungo due sistemi coniugati con direzione NE-SO (componente sinistra) e NO-SE (componente destra). Deformazioni plicative interne all'unità mostrano trend orientati NE-SO (vedi Fig. 39 e sezione geologica BB' in Tav. II).

2.5.2 – *Cenni sull'assetto tettonico delle Madonie*

Nel Foglio "Termini Imerese - Capo Plaia" affiora solo una parte dell'edificio strutturale delle Madonie (e cioè l'Unità S.S. Monte dei Cervi, e parte delle subunità Dipilo e Carbonara). Pertanto, per definire i caratteri strutturali di quest'area occorre tenere conto anche di quella parte della struttura che affiora nell'adiacente Foglio "Castelbuono".

La più accettata interpretazione dell'assetto strutturale delle Madonie privilegia l'originaria sovrapposizione tettonica dell'Unità S.S. di piattaforma panormide sulle unità bacinali Imeresi (U.S.S. Monte dei Cervi). Sovrapposizione ritenuta come avvenuta alla fine dell'Oligocene (OGNIBEN, 1960; GRASSO *et alii*, 1978) e/o durante il Miocene inferiore-medio (ABATE *et alii*, 1982; BIANCHI *et alii*, 1989; RENDA *et alii*, 1999). Il sovrascorrimento viene definito come un piano poco inclinato, immergente a NO e vergente a S e SE. Tale contatto viene illustrato nell'area di Portella Colla, dove i terreni panormidi poggierebbero sui depositi del membro Portella Colla (FYN₂), copertura della successione imerese.

Un'interpretazione alternativa dell'assetto strutturale regionale e dei rapporti di imbricazione tra Unità Imeresi e Panormidi viene fornita da CATALANO & DI MAGGIO (1996), CATALANO *et alii* (1996), CONTINO *et alii* (1998), AGNESI *et alii* (2000), CATALANO *et alii* (2004) sulla base di dati recentemente raccolti ed elaborati.

L'attuale posizione strutturale dell'Unità S.S. Dipilo-Carbonara, sarebbe il risultato di un evento tettonico traspressivo verificatosi successivamente al sovrascorrimento delle Unità imeresi su quelle panormidi. Questo evento avrebbe deformato le unità tettoniche più profonde, invertendo l'originario ordine di sovrapposizione.

Se questa interpretazione strutturale dovesse rivelarsi corretta, la ricostruzione palinspastica delle unità tettoniche costituenti l'edificio strutturale delle Madonie implicherebbe una paleogeografia mesozoica nella quale il Dominio Imerese potrebbe essere collocato in regioni più interne (vedi CATALANO *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2000 a) rispetto al Dominio Panormide. Questa ipotesi sarebbe in contrasto con la convinzione generalmente e largamente accettata di una posizione più interna della Piattaforma Panormide (FINETTI *et alii*, 2005).

2.6 - UNITÀ TRAPANESE

2.6.1 - Unità S.S. Vicari - Le Rocche

Appartengono a questa unità i depositi situati all'estremità sud-occidentale del Foglio, affioranti nell'abitato di Roccapalumba e alla stazione di Roccapalumba e rappresentati dai termini giurassico-cretacei e miocenici della successione Trapanese. Le unità bacinali e del flysch numidico si sovrappongono sulla U.S.S. Vicari -Le Rocche, durante la fase precoce della strutturazione. I lembi calcarei affioranti nell'area costituiscono dei corpi (Fig. 74) che vengono sollevati, attraverso piani inversi ad alto angolo, e si sovrappongono sulle unità numidiche e permo-triassiche, invertendo gli originari rapporti di sovrapposizione (dati di pozzi profondi e di profili sismici).

Nella letteratura questi lembi carbonatici sono stati interpretati come materiali alloctoni trasportati all'interno delle falde numidiche (OGNIBEN 1960; BROQUET 1968; MONTANARI 1989). Sulla base dei dati raccolti propendiamo per una loro continuità strutturale con il substrato Trapanese sepolto. La messa in posto, in mancanza di dati più specifici a causa anche dei ridotti affioramenti, è riferita alla stessa fase tettonica traspressiva (pliocenica) invocata per la formazione delle strutture carbonatiche della Kumeta e della Busambra affioranti nell'adiacente Foglio "Caccamo".

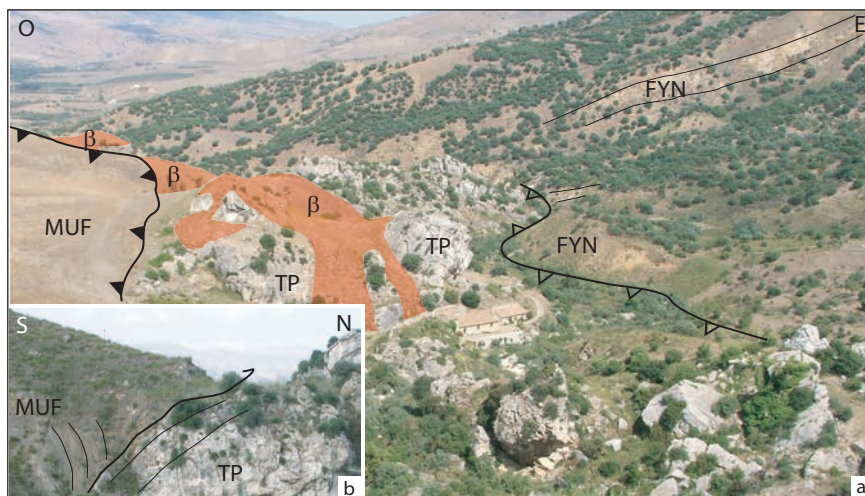


Fig. 74 - Le Rocche (Roccapalumba): a) contatti tettonici tra le successioni carbonatiche della piattaforma Trapanese e le unità strutturali sovrastanti (flysch numidico ad est e Formazione Mufara ad ovest); i depositi di piattaforma sono dissezionati da faglie dirette mesozoiche lungo le quali risalgono filoni magmatici (β). b) Particolare del sovrascorrimento delle unità permo-triassiche sui depositi di piattaforma del Dogger-Malm.

3. - CARATTERI DEFORMATIVI DEI BACINI SINTETTONICI

Terreni depositatisi in bacini di *piggy back* (o intramontani) di età miopliocenica sono diffusi nella regione siciliana e costituiscono gran parte dei sedimenti dell'avanfossa tardo miocenica-pliocenica della catena siciliana (CATALANO *et alii*, 1989 a; OLDOW *et alii*, 1990). L'origine dei bacini è legata al processo deformativo che si sviluppa contemporaneamente alla loro deposizione, processo che ha coinvolto livelli del multistrato sedimentario via via più profondi. La presenza di questi depositi è pertanto in grado di indicare la cronologia degli eventi tettonici contemporanei e posteriori alla loro formazione. Nel Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia", le successioni mioplioceniche si conservano nelle sinclinali di Monte Bosco e del Bacino di Scillato (Monte Riparato, collocate nel basso gravimetrico di Scillato, vedi Fig. 67) e nell'area di Monte Bovitello (presso Collesano). Nei bacini si accumulano, in particolare, i depositi della formazione Terravecchia, le evaporiti e i Trubi. Strutturalmente costituiscono delle brachisinclinali o sinclinali (Monte Bosco, Monte Bovitello e Bacino di Scillato) con assi principali NO-SE e NE-SO, smembrate, a luoghi, da sistemi di faglie a direzione compresa tra NNE-SSO e NNO-SSE (vedi Tav. I e sezione EE' in cornice). Il bacino miopliocenico di Monte Bosco appare contemporaneo al sollevamento

della più settentrionale anticlinale di rampa di Monte San Calogero. Sono presenti geometrie di corpi cuneiformi indicativi di una fase tettonica sinsedimentaria.

La sinclinale di Scillato appare costituita da due elementi principali:

- un settore meridionale grosso modo a forma di bacino quasi simmetrico fortemente incompleto nella sua parte nordorientale: la successione rappresentata in questo bacino appare completa dei suoi vari termini solo nel settore orientale e sudorientale (vedi Fig. 47).

- un settore settentrionale separato da un lineamento tettonico a direzione NO-SE costituito da una successione molassica (conglomerati e sabbie) probabilmente coeva con i livelli conglomeratici del settore meridionale.

Il bacino di Scillato appare limitato a sud-est ed est dagli alti attuali dei Monti di Caltavuturo e di Monte dei Cervi e verso nord dall'alto strutturale dell'Unità Rasolocollo. La presenza di geometrie nord progradanti suggerisce che il bacino di Scillato doveva continuarsi verso nord collegandosi con l'area di Bovitello, presso Collesano, ove affiorano i termini più recenti della successione preevaporitica (TRV_{3c}). Solo successivamente al Messiniano si determinò il sollevamento dell'Unità di Rasolocollo; l'erosione, cui andò incontro l'area, interruppe la continuità fisica dei depositi. L'ipotesi è confermata dall'analisi sedimentologica dei depositi della Terravecchia, caratterizzati nel bacino di Scillato da facies marginali e privi delle litofacies più distali che si ritrovano invece nei settori più settentrionali.

Nel settore di Capo Plaia i dati di campagna mostrano la sinclinale **ESE-ONO** asimmetrica nord vergente di Lascari con al nucleo i Trubi e le calcareniti interdigitate del Pliocene inferiore. Tali depositi presentano un *pattern* stratale interno, con evidenti geometrie di crescita, che suggerisce relazioni tra la deposizione ed una contemporanea deformazione compressiva del substrato (AVELLONE *et alii*, 2008). Orientazione e stile deformativo delle sinclinali sono compatibili con le strutture traspressive che sollevano il substrato mesozoico di Cozzo S. Biagio. Nei pressi del torrente Piletto sono state riconosciute pieghe mesoscopiche prevalentemente orientate NE-SO (N60°), clivaggi da presso-soluzione ed associate fratture estensionali compatibili con una campo di sforzi la cui direzione di massima compressione è orientata circa N-S.

3.1 - IL BACINO SOMMERSO DI TERMINI IMERESE

Si tratta di una depressione strutturale allungata in direzione ONO-ESE che si estende tra la costa siciliana ed un'alto strutturale posto al margine dell'attuale piattaforma continentale (Schema morfotettonico in cornice). Tale depressione è colmata da depositi di età plio-pleistocenica potenti circa 1000 m nel suo settore

centrale (vedi Fig. 10) che si riduce procedendo sia verso terra che verso la scarpata.

Dall'osservazione dell'andamento in carta delle isocronopache (schema morfotettonico in cornice) si riconosce un *trend* principale che mostra un allineamento del depocentro del bacino lungo una direzione ONO-ESE. Lo spessore massimo si raggiunge nella parte orientale del bacino (isopache max 1100 ms), che è separato per mezzo di una sella, dalla porzione occidentale dove gli spessori massimi sono relativamente inferiori (spessore max 900 ms). Le isolinee mostrano un addensamento nella porzione settentrionale del bacino e si rarefanno verso sud. In corrispondenza di affioramenti rocciosi presenti sulla costa, come in prossimità di Capo Grosso, l'andamento delle curve risulta sostanzialmente modificato.

4. – CENNI SULL'EVOLUZIONE TETTONO-STRATIGRAFICA

L'edificio tettonico sia affiorante che sepolto nell'area rappresentata nel Foglio "Termini Imerese-Capo Plaia" è il risultato di almeno due eventi deformativi di tipo compressivo - traspressivo che si sono succeduti dal Miocene inferiore ad oggi, e che hanno interessato tanto le successioni sedimentarie che si erano deposte nell'antico margine continentale passivo africano tra il Trias e il Miocene inferiore, quanto, le successioni generalmente clastiche formatesi durante la deformazione.

L'edificio tettonico risulta costituito, in sintesi, da vari livelli strutturali direttamente riconosciuti o in parte ipotizzati sulla base dei dati del sottosuolo e di informazioni regionali. Dal basso sono identificabili:

a) livello delle Unità S.S. della piattaforma carbonatica (Trapanese e probabilmente Panormide), strutturato in rampe originate dall'evento tettonico post-miocenico;

b) livello delle Unità S.S. bacinali Imeresi messe in posto durante il Serravaliano– Tortoniano e rideformate durante l'evento Tortoniano-Pliocenico.

c) livello delle Unità del substrato permo-triassico, sovrapposte sulle precedenti unità nella fase medio miocenica e rideformate durante l'evento pliocenico;

d) livello costituito dalle Unità del flysch numidico, scollate dal loro substrato e tettonicamente ricoperte dalle Falde Sicilidi;

e) terreni miopliocenici raccolti nei bacini intramontani e coinvolti parzialmente nell'evento tardo miocenico – basso pleistocenico.

L'analisi integrata delle strutture affioranti e di quelle ricostruite nel sottosuolo ha permesso di trarre alcune considerazioni sull'evoluzione tettonica che caratterizza le unità stratigrafico-strutturali del Foglio.

4.1 - LA FASE COLLISIONALE

La costruzione della catena iniziò verosimilmente alla fine dell'Oligocene con la deformazione e l'imbricazione interna delle unità cristalline Calabre e delle loro coperture terrigene che si protrasse fino all'intervallo Burdigaliano – Langhiano, durante il quale deformano le Unità Sicilidi. I bacini di avanfossa l.s. caratterizzati da depositi flyschoidi dell'Oligocene superiore Miocene inferiore (formazione di Capo d'Orlando, formazione di Reitano e flysch numidico) migrarono progressivamente verso sud est. La deformazione delle coperture sedimentarie del margine continentale africano raggiunse dapprima i domini bacinali più interni, caratterizzati probabilmente da crosta continentale assottigliata, dando luogo alle unità strutturalmente più alte oggi presenti nella catena.

La deformazione delle Unità bacinali, prevalentemente langhiano tortoniana inferiore, fu inizialmente innescata da scollamenti interstratali (geometrie di *duplex*). Dopo il distacco dal basamento i corpi sono stati coinvolti nella rotazione oraria di 70°-100° e contemporaneamente nell'imbricazione interna. La sovrapposizione delle unità bacinali e delle relative coperture sull'avampaese avviene durante il Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore. Precedente al Serravalliano superiore è l'inserimento dei lembi di flysch numidico scollatosi dal substrato imerese e deformatosi insieme ad esso o precedentemente (CATALANO *et alii*, 1995). A partire dalla fine del Tortoniano la deformazione raggiunge i livelli inferiori, coinvolgendo progressivamente il corpo della piattaforma carbonatica che si deformava, secondo grandi antiformali a direzione assiale est-ovest, successivamente dislocate da strutture plicative NE-SO di età Pliocene superiore (OLDOW *et alii*, 1990).

Le deformazioni NE - SO postdatano le rotazioni orarie differenziali, individuate nell'area per mezzo di misure paleomagnetiche (CATALANO *et alii*, 1977; CHANNELL *et alii*, 1980; CHANNELL *et alii*, 1990) e analisi mesostrutturali (OLDOW *et alii*, 1990). Le grandi antiformali dei corpi di piattaforma carbonatica (generalmente culminazioni delle rampe di ordine maggiore) rideformano le unità bacinali sovrastanti a riprova di una tettonica post tortoniana ed inducono in queste ultime un ulteriore raccorciamento ed imbricazione secondaria (con formazione di faglie inverse ad alto angolo). Le culminazioni superficiali non corrispondono ad alti del basamento a riprova di un non coinvolgimento dello stesso nella deformazione.

4.2- STRUTTURAZIONE COMPRESSIVA E TRASPRESSIVA

L'integrazione dei dati strutturali raccolti nel Foglio 596 con quelli provenienti dalle aree adiacenti permette di riconoscere una storia deformativa polifasata

che comprende una fase di strutturazione compressiva-traspressiva Miocene superiore – Pleistocene ed una tettonica più recente, distensiva e trascorrente che, connessa all'apertura del Tirreno, si protrae fino all'attuale mantenendo una direzione di massima compressione orizzontale orientata NNO-SSE.

Nella fase di strutturazione si distinguono due eventi deformativi principali.

Evento I, compressivo. La deformazione compressiva più antica è riconoscibile nella messa in posto delle unità Sicilidi su quelle numidiche che, a giudicare dalle meso-strutture riconosciute in prossimità del sovrascorrimento, presenta una direzione di trasporto orientata attualmente verso S e SO. Osservazioni in aree contermini, in cui il piano di sovrascorrimento appare sigillato dalla deposizione in discordanza dalla formazione Castellana Sicula (dove presente) o dalla Formazione Terravecchia, permettono di riferire la messa in posto delle U.S.S. Sicilidi su quelle numidiche all'intervallo compreso tra la fine del Langhiano e la fine del Serravalliano. La sovrapposizione delle Unità Sicilidi sul flysch numidico, che le trasporta passivamente sul dorso delle unità in via di deformazione, può essere avvenuta prima (o non si esclude contemporaneamente) della strutturazione delle unità di flysch numidico oggi scollate dall'originario substrato mesozoico.

A partire dal Tortoniano le unità carbonatiche più interne (Unità Panormidi, Imeresi) vengono coinvolte nella deformazione e si sovrappongono su quelle più esterne di piattaforma (Trapanesi): questa fase deformativa, con probabili geometrie da tettonica pellicolare, si realizza con una generale vergenza meridionale accompagnata da ampie rotazioni orarie, riconosciute mediante studi paleomagnetici. La strutturazione di queste unità è testimoniata da pieghe ed associati sovrascorrimenti con direzione NO-SE, che mostrano una vergenza verso SO: un esempio spettacolare è l'anticlinale di M. dei Cervi orientata con asse NO-SE, che sul versante SO appare associata ad una rampa (sezione geologica DD' in Tav. II).

A questo evento è riconducibile la probabile sovrapposizione delle unità bacinali (Unità Imeresi) su quelle di piattaforma (Unità Panormidi), che come già precisato, caratterizza anche i settori più orientali delle Madonie. I rapporti di sovrascorrimento tra le unità bacinali e quelle di piattaforma sono deducibili dai dati del sottosuolo nella regione ad est del massiccio carbonatico madonita.

Evento II, traspressivo. L'evento tettonico inizia dal Messiniano, testimoniato da strutture trascorrenti e traspressive (con *trend* NNO-SSE per le trascorrenti destre e NE-SO per i sistemi antitetici sinistri) coinvolge le unità profonde di piattaforma carbonatica con formazione di strutture plicative a grande lunghezza d'onda con doppia vergenza, che inducono ulteriore raccorciamento (reimbricazione) nelle sovrastanti unità bacinali. L'evento traspressivo è accompagnato da rotazioni dei *thrusts* (paleomagneticamente evidenziate) sviluppatasi dopo la fine del Miocene.

Le evidenze di questo evento deformativo, presenti in tutta l'area, assumono

particolare significato lungo il lineamento traspressivo destro Dipilo-Carbonara: in particolare, la suddetta struttura produce una dislocazione verticale con imponenti rigetti che inverte, apparentemente, i rapporti strutturali originari poiché solleva l'Unità S.S. panormide (U.S.S. Dipilo - Carbonara) rispetto a quella imerese (Unità S.S. Monte dei Cervi). All'intenso evento trascorrente e traspressivo sono cinematicamente associate deformazioni plicative con assi NE-SO ed E-O. Al sistema NE-SO è correlabile la rapida immersione verso SE dell'asse di anticlinale del Monte dei Cervi e diffuse faglie inverse SE-vergenti visibili alla scala dell'affioramento anche in aree adiacenti (Fig. 71 e sezioni geologiche in Tav. II ed in cornice).

Il sistema di pieghe E-O, che è visibile nei pressi di Lascari, è spesso caratterizzata da vergenza settentrionale (sezioni AA', BB' in Tav. II).

A questo evento deformativo è associata la formazione dell'alto strutturale di Cozzo S. Biagio, con elevati rigetti verticali lungo le faglie traspressive. Nel settore di Lascari il piano di sovrascorrimento (ben esposto) mostra gli effetti di un piegamento con asse circa EO con al nucleo della sinclinale di Lascari un bacino infra-pliocenico (Tubi). Il pattern stratale all'interno dei Trubi caratterizzato da geometrie di crescita, suggerisce rapporti tra sedimentazione pliocenica e contemporanea deformazione compressiva.

Le strutture riconducibili a questo evento deformativo sono compatibili con una direzione di massima compressione orientata NNO-SSE e l'insieme delle osservazioni fatte suggeriscono che l'evento deformativo traspressivo si possa essere realizzato probabilmente a partire dal Messiniano? fino al Plio-Pleistocene.

4.2.1 – La strutturazione della catena nell'area marina

La strutturazione delle unità tettoniche costituenti, nel Golfo di Termini Imerese, il substrato della successione plio-quadernaria, appare connessa con la formazione della catena affiorante. Le evidenze risultanti dall'analisi dei profili sismici indicano che molte delle unità S.S. affioranti continuano in mare a costituire l'edificio tettonico, oggi sommerso.

Nei profili sismici multicanale che attraversano l'*offshore* nord siciliano, il corpo riflettente corrispondente al settore attualmente sommerso della Catena Siciliana risulta spesso più di 12 km e ricopre un basamento cristallino indeformato (PEPE *et alii*, 2003). I profili sismici (sezione geosismica *offshore* in cornice) mostrano, in particolare, la sovrapposizione tettonica delle unità Sicilidi e di quelle del flysch numidico al di sopra delle unità costituite da successioni sedimentarie mesocenozoiche di bacino (imeresi, anche per continuità con quelle affioranti), e di queste ultime sopra le unità costituite da successioni sedimentarie di piatta-

forma carbonatica (probabili Panormidi; CATALANO *et alii*, 2004). Verso nord, in corrispondenza dell'alto di M.te Solunto, i profili sismici mostrano il sovrascorrimiento delle unità kabilo-calabridi sopra le unità maghrebidi (sezione geologica schematica in cornice).

I piani di sovrascorrimiento principali si raccordano, verso il basso, ad un orizzonte di scollamento regionale, sub-orizzontale, profondo tra 6 e 6,5 s (t.w.t.), posto alla sommità del basamento cristallino. Le unità della Catena (Sicilidi, flysch numidico, Imeresi e/o Trapanesi), sepolte nel Bacino di Termini, affiorano più a sud nei rilievi delle Madonie occidentali e di Monte San Calogero.

Lungo il tratto compreso tra la costa nord siciliana ed il Monte Solunto (schema morfotettonico e sezione geologica schematica in cornice), l'analisi dei profili sismici a riflessione ha rivelato inoltre che, tra la fine del Messiniano ed il Pleistocene, diversi settori del margine tirrenico sono stati sede di prevalente tettonica distensiva, con faglie dirette che hanno ribassato le strutture verso il Bacino Tirrenico meridionale.

Questa tettonica distensiva è stata chiaramente interrotta da un evento di deformazione compressiva nel Pliocene medio. Sono riconoscibili faglie inverse ad alto angolo che si rastremano in profondità sulle superfici poco inclinate lungo le quali si erano messe in posto le unità della catena nelle precedenti fasi compressive del Miocene medio-superiore (PEPE *et alii*, 2003). Le faglie inverse, possono presentare carattere traspressivo.

Una ripresa della tettonica distensiva coinvolge le aree del margine tirrenico nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore con l'attivazione di faglie listriche con crescita sin-sedimentaria e l'accumulo di potenti successioni clastiche. Nel margine tirrenico, tale tipo di sedimentazione continua a colmare tanto i bacini di scarpata (bacino di Cefalù), quanto i bacini intra-piattaforma (bacino di Termini), anche dopo l'arresto, o il vistoso rallentamento, della subsidenza legata alla tettonica distensiva (Pleistocene inferiore).

4.3 - TETTONICA TRASCORRENTE E TRASTENSIVA

Le strutture più antiche sono oggi spesso di difficile riconoscimento poichè ad esse si sono sovrapposti gli effetti della successiva tettonica trascorrente e trastensiva correlabile all'apertura del Tirreno (Plio-Pleistocene). I corpi piegati e sovrascorsi di cui spesso si riconoscono solo i relitti delle strutture originarie (Monte dei Cervi, Monte S. Calogero, Collesano, Caltavuturo) sono oggi dislocati e ribassati, generalmente verso il settore costiero. Vengono riconosciuti due sistemi di faglie con andamento NO-SE e NE-SO. Quest'ultimo appare il più importante anche in ragione dei rigetti riconoscibili che raggiungono il migliaio di metri.

4.3.1 - *La tettonica recente e l'evoluzione quaternaria del Golfo di Termini*

I depositi marini sui terrazzi del Pleistocene medio-superiore appaiono interessati da faglie dirette. Un primo sistema, con andamento da EO a ONO-ESE è stato riconosciuto in una cava a sud-est di casa Pestavecchia (alla quota 111 m s. l. m.). La presenza di un secondo sistema di faglie (con trend compreso tra NS e NNO-SSE) è indirettamente confermato dalle differenze di quote fra le spianate dello stesso ordine; i corsi d'acqua principali risultano, inoltre, in gran parte controllati dall'orientazione di tale sistema (CONTINO, 2002).

L'architettura deposizionale del Bacino di Termini indica inoltre che la sedimentazione ciclica, pur controllata dalle ripetute fluttuazioni eustatiche del livello del mare, è stata determinata anche sotto l'influenza di un lento sollevamento della piattaforma continentale durante il Pleistocene medio-superiore (PEPE *et alii*, 2003). In tal senso le evidenze sismostratigrafiche concordano con quanto emerso dal rilievo geomorfologico della fascia costiera (HUGONIE, 1981-82), con le ricostruzioni della modellistica (PEPE *et alii*, 2004) e più in generale con le quote a cui i depositi del Pleistocene si rinvengono lungo le coste nord siciliane.

Faglie dirette con locali componenti trascorrenti postdatano il piegamento delle unità sicilidi ed appaiono correlabili alla fase finale della formazione e sviluppo del bacino Tirrenico.

A questo evento deformativo, che provoca un collasso delle strutture plicative verso costa (cfr. fianco nord sinclinale di Poggio Maria), sono associate faglie dirette mesoscopiche con direzione NO-SE e verosimilmente a questo stesso evento si possono considerare correlabili faglie a grande scala (NE-SO ed E-O), parzialmente sepolte dai detriti, che delimitano al piede scarpate e/o versanti dei principali rilievi.

VIII – SFRUTTAMENTO ANTROPICO DELLE RISORSE GEOLOGICHE

1. - IDROGEOLOGIA

Nel Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia” sono presenti complessi carbonatici e carbonatico-silicoclastici, fratturati e più o meno carsificati, che ospitano nel loro seno importanti acquiferi, alcuni dei quali strategici per l’approvvigionamento idrico di Palermo e di parte dell’area metropolitana.

Studi di carattere generale sulle idrostrutture della Sicilia occidentale sono quelli di BARTOLOMEI *et alii* (1983) e di CATALANO *et alii* (1988). Studi idrogeologici di dettaglio sono stati condotti di recente in alcuni settori significativi della Sicilia occidentale (Monti di Termini Imerese-Trabia e Madonie). Nei monti di Trabia e di Termini Imerese sono state individuate da CONTINO *et alii* (2004), quattro unità idrostrutturali sovrapposte (Pizzo di Cane-Monte S. Calogero, Monte S. Onofrio-Monte Rotondo, Monte Rosamarina-Monte Pileri e Capo Grosso-Torre Colonna). Alcune di esse ricadono in gran parte nel Foglio “Termini Imerese-Capo Plaia”.

Le placche di terreni calcareo-marnosi, appartenenti al dominio Sicilide svolgono un ruolo idrogeologico generalmente modesto. Fa eccezione l’idrostruttura di S. Marina, tra Trabia e Termini Imerese, il cui acquifero è sfruttato tramite pozzi, mentre le manifestazioni sorgentizie sono esclusivamente sottomarine.

I depositi del Bacino di Monte Bosco, posti a sud dell’edificio tettonico dei Monti di Termini, ospitano nel loro seno diversi acquiferi, spesso multifalda,

separati da orizzonti impermeabili o semi-permeabili. Gli acquiferi presenti negli intervalli arenaceo-conglomeratici della formazione Terravecchia, nei calcari della formazione Baucina e nei depositi marnoso-sabbioso-calcarenitici pliocenici (settore di Lascari), presentano manifestazioni sorgentizie relativamente modeste. Le evaporiti messiniane danno vita a sorgenti selenitose, utilizzate solo per uso irriguo.

Le sabbie e le calcareniti plioceniche della fascia costiera, ospitano una falda od un acquifero multifalda che viene captato da numerosi pozzi di privati. I depositi sabbioso-conglomeratici, associati alle spianate terrazzate pleistoceniche, sono caratterizzati dalla presenza d'acquiferi multifalda sfruttati essenzialmente tramite la captazione per pozzi. Lo sfruttamento intensivo di tali acquiferi, che si sviluppano soprattutto nel settore orientale, ha prodotto fenomeni d'ingressione marina.

Negli alvei dei corsi d'acqua attuali (S. Leonardo, Torto, Imera settentrionale) sono presenti acquiferi multifalda, in seno alle alluvioni, che vengono captati per pozzi.

La circolazione idrica nelle principali idrostrutture è condizionata essenzialmente dai principali lineamenti strutturali, dai fronti di accavallamento (che di sovente vanno a coinvolgere le coperture terrigene impermeabili del flysch numidico) e dalla presenza di forme carsiche prevalentemente a scarso sviluppo orizzontale. Alcuni recapiti preferenziali della falda si rinvencono presso l'abitato di Termini Imerese, dove ricadono anche numerose manifestazioni sorgentizie (alcune idrotermali).

Le strutture geologiche profonde sono caratterizzate da circolazione idrotermale (sorgenti termali di Termini Imerese e Sclafani Bagni).

Per il settore delle Madonie, AURELI *et alii* (2001, 2008) hanno riconosciuto diverse unità idrogeologiche, alcune delle quali ricadenti più o meno interamente nel Foglio:

a) Unità idrogeologica Monte dei Cervi con direzione preferenziale del flusso delle acque sotterranee verso S-O e N-O, rispettivamente verso il gruppo sorgentizio di Scillato (circa 400 m s.l.m., portata media di circa 500 l/s) e verso le sorgenti di Collesano (sorgente Favara: quota circa 380 m s.l.m., portata media circa 5 l/s). Unità idrogeologiche minori si hanno a S-O di Monte dei Cervi alla Rocca di Sciara, Cozzo Ebreo ed alla Montagna di Sclafani (da quest'ultima scaturiscono sorgenti termominerali).

b) Unità idrogeologica Pizzo Dipilo - Pizzo Carbonara. Punto terminale di scarico è la Rocca di Cefalù, con portate anche superiori ai 500 l/s. Numerosi gruppi sorgentizi di un certo interesse si rinvencono pure nel settore meridionale dell'idrostruttura di Pizzo Carbonara. L'idrostruttura minore di Pizzo Dipilo presenta anch'essa uno scarico generalizzato delle acque sotterranee verso N e

N-E, ma l'entità ed il numero delle manifestazioni sorgentizie sono più scarse (Tribuna gruppo > 7 l/s, Capo d'Acqua 3.5 l/s).

c) Unità Monte Quacella - Cozzo S. Giorgio, derivante dalla deformazione di una zona di raccordo fra la Piattaforma Carbonatica Panormide ed il Bacino Imerese. Sono presenti numerose manifestazioni sorgentizie, molte delle quali ricadenti nell'attiguo Foglio "Castelbuono".

d) Unità Pizzo Catarineci. Presente in seno ai depositi arenacei del flysch numidico, nel settore di Geraci Siculo e le Petralie (Madonie meridionali), e caratterizzato dalla presenza di acque oligominerali (sorgente di Pietra Giordano).

e) Unità Cozzo Rasolocollo. Di scarsa rilevanza idrogeologica anche se sono note piccole manifestazioni idrotermali.

2 – RISORSE MINERARIE

Mineralizzazioni idrotermali a baritina, quarzo e fluorite si rinvencono in un giacimento (ormai parzialmente impoveritosi per essere stato letteralmente saccheggiato dai collezionisti di minerali) sito nell'area di Poggio Balate, nel territorio comunale di Termini Imerese, a SE dell'abitato. La prima segnalazione del giacimento si deve a SPECIALE (1974) mentre studi petrografici e geochimici di dettaglio sono stati condotti da BELLANCA *et alii* (1981, 1984, 1987) e BARBIERI *et alii* (1987). Altre mineralizzazioni si reperiscono anche nei monti di Caccamo.

Le mineralizzazioni si rinvencono come riempimento di fratture, ad andamento da ortogonale a trasversale rispetto la stratificazione, nei due membri calcarei della formazione Crisanti (rispettivamente dei Calcari ad Ellipsactinia e dei Calcari a Rudiste), ma con maggiore diffusione in quello inferiore. Si riscontrano pure mineralizzazioni in nicchie o tasche o sotto forma di una rete di sottili vene ad andamento irregolare.

Presso il Museo civico di Termini Imerese sono conservate alcune varietà di agate e di diaspri provenienti dall'area di Contrada Pianazzo, a SO di Poggio Balate, al confine tra i territori comunali di Caccamo e Termini Imerese o raccolti allo sbocco del Torrente Tre Pietre. Diaspri provenienti dall'area predetta furono utilizzati nel secolo XVIII per realizzare intarsi policromi nelle balaustre della Chiesa Madre di Termini Imerese.

Delle agate sono state reperite anche nei dintorni di Scillato, nell'area del Monte dei Cervi (CONTINO, 1997) ed in particolare lungo il greto del Vallone Passo di Nicchia, lungo la strada Scillato-Polizzi.

Infine, nei calcari marnosi della formazione Polizzi si rinvencono mineralizzazioni a pirite ed a marcasite, ed in particolare nei dintorni dell'abitato omonimo, ed in quelli di Caltavuturo e di Termini Imerese.

Per quanto riguarda l'attività estrattiva di materiali lapidei si registrano numerose cave a cielo aperto, censite dallo "Schema di Piano dei Materiali di Cava", a cura della Regione Siciliana: buona parte di queste aree sono attualmente dismesse.

Nelle Madonie, nei dintorni di Gratteri, è attiva la cava di Cozzo Giampietra (nei calcari dolomitici giurassici), mentre nei territori comunali di Scillato e Caltavuturo sono presenti aree estrattive nelle calcilutiti della formazione Caltavuturo, lapidei utilizzati come pietre da taglio in facciavista, per rivestimenti e per la realizzazione di opere murarie di contenimento. Sono molto diffuse in tutto il Foglio piccole aree estrattive impostate sugli affioramenti calcilutitici della formazione Polizzi, utilizzate sempre per la fornitura di pietre ad uso edile. Nei monti di Termini-Trabia l'unica cava in funzione è quella del Vallone Giardinello, tra i due abitati, che inizialmente ha cavato il detrito di falda ed oggi ricava brecciolino dalle dolomie della formazione Fanusi. Altre cave di dolomie e brecce dolomitiche giurassiche sono presenti nei territori di Polizzi Generosa (Cava di Contrada Chiaretta) e Caltavuturo.

Cave di pietra gessosa sono presenti a sud di Caccamo, nel settore di Pizzo Bosco, aperte nel XIX secolo e attualmente inattive. Una cava di argille per laterizi è presente nell'area di Monte Misciotta a S dell'abitato di Caccamo.

In passato veniva estratta ghiaia e sabbia a scopi edilizi dal greto dei corsi d'acqua principali (Fiume Imera) e dal litorale che va da Termini Imerese a Campofelice di Roccella; alcune cave di sabbia calcarea attiva sono ubicate a Caltavuturo, presso Cozzo del Morto.

Grandi quantità di sabbia vennero estratti nella seconda metà del XX secolo dall'area del Porto di Termini Imerese in concomitanza delle opere di dragaggio al fine di contrastare il progressivo interrimento costiero.

3 - TERMALISMO

Nella zona di Termini Imerese e di Sclafani Bagni-Caltavuturo esistono manifestazioni idrotermali di un certo interesse. La manifestazione principale è data dalle due sorgenti termali clorurate di Termini Imerese note fin dall'antichità classica e che hanno dato il nome alla cittadina (CONTINO *et alii*, 2004; CONTINO, 2005).

Le scaturigini termali di Termini Imerese (portata media 15 l/s), sono costituite da due emergenze principali che sino a due secoli fa erano captate in due distinti edifici denominati Bagni e Bagni Comuni o Bagni dei Poveri. L'edificio dei Bagni, ristrutturato nei secoli XVII e XIX, sorge su parte delle terme romane, mentre quello dei Bagni Comuni, di stile arabo-normanno, venne demolito in occasione

della realizzazione dell'attuale complesso alberghiero, alla fine del XIX secolo su progetto dell'architetto Damiani Almeyda. Altre manifestazioni sorgentizie termali sono presenti lungo il litorale presso il Porto di Termini e la falda termale viene captata ancor oggi da privati per mezzo di pozzi a gran diametro, ubicati principalmente nella parte bassa della cittadina.

L'emergenza avviene grazie ad una faglia diretta, con andamento NE-SO, che ribassa la struttura della Rocca del Castello di Termini, mettendo a contatto l'acquifero calcareo-dolomitico con le coperture terrigene impermeabili del flysch numidico (CONTINO *et alii*, 2004).

Nelle Madonie, nell'area del Parco, si hanno scaturigini termali sulfuree a Sclafani Bagni (CATALANO *et alii*, 1988 b), dove esiste uno stabilimento termale ottocentesco, oggi inutilizzato. Negli immediati dintorni dell'abitato di Caltavuturo, nella contrada Fuci sgorga l'omonimo gruppo sorgentizio ipotermale (Fuci I, II e III), le cui acque sono utilizzate esclusivamente per uso irriguo (AURELI *et alii*, 2001; 2008). Anche in questa area, la venuta a giorno delle acque termali è legata ad un sistema di faglie dirette da NE-SO a E-O che mettono in contatto l'acquifero calcareo-dolomitico con le coperture terrigene del flysch numidico.

Manifestazioni minori, sulfuree, sono note nel settore di Cozzo Rasolocollo presso Cerda (AURELI *et alii*, 2008).

4 - RICERCHE PER IDROCARBURI

Il flysch numidico nella sua parte arenaceo-pelitica è oggi un importante obiettivo di esplorazione petrolifera e metanifera. Fra le caratteristiche favorevoli vanno ricordate le dimensioni e gli spessori delle arenarie massive, l'alto rapporto sabbie/argille, il possibile controllo stratigrafico-strutturale, la presenza locale di successioni a grana fine (*mudstone*), che sigillano i livelli sabbiosi, la maturità composizionale delle sabbie che risultano raramente cementate da carbonati.

La loro frammentazione in unità tettoniche e il loro assetto tettonico limita le caratteristiche positive. L'unico censimento delle manifestazioni superficiali di idrocarburi siciliane è quello di Crescenzi & Petrocchi (1954), ormai datato.

IX - EXTENDED ABSTRACT

The 609-596 “Termini Imerese-Capo Plaia” Map Sheet 1:50.000 includes marine and land areas of the chartographic map sheet Termini Imerese (609) and Capo Plaia (596).

The map sheet “Termini Imerese-Capo Plaia” (Palermo Province) covers a part of the Sicily Fold and Thrust Belt (FTB) which has developed along the plate boundary between Africa and Europe in the Central Mediterranean. The Sicily FTB links the African Maghrebide to the Calabrian arc and Southern Apennines.

The FTB and its submerged western and northern extensions are partly located between the Sardinia block and the Pelagian-Ionian sector, and partly beneath the central southern Tyrrhenian Sea. In this sector of the Mediterranean area, the main compressional movements, after the Paleogene Alpine orogeny, began with the latest Oligocene-Early Miocene counterclockwise rotation of Corsica-Sardinia, believed to represent a volcanic arc, and its collision with the African continental margin. Thrusting occurred in connection with the westward subduction of the Adriatic and Ionian lithosphere beneath the Corsica-Sardinia block. Today, a westward subduction is indicated by a North-dipping Benioff zone, as deep as 400 km, west of Calabria and the Apennines, and the related calc-alkaline volcanism in the Eolian Islands. Subduction and thrusting are contemporaneous with back arc-type extension in the Tyrrhenian Sea.

LAND AREA

GGEOMORPHOLOGY

The study area is marked by large structural forms, such as faulted anticline mountains (e.g. Monte dei Cervi relief) or basin and syncline valleys, that are often bordered by wide fault/fault-line scarps or sloping structural surfaces. The congruence between structure and topography has been possible here owing both to a) the superposition of weak rocks (Cenozoic terrigenous covers) on hard rocks (Mesozoic carbonate units) and b) to differential erosion that has dismantled the terrigenous surface covers and variously exhumed the carbonate substratum giving rise to topographic highs and lows. At a smaller scale, the geomorphological setting is characterized by four different landscape types, each marked by a well-defined association of landforms: 1) a first mountain landscape, where alternation of hard and weak rocks of the Imerese succession crop out, showing cuestas, hogbacks and flatirons and forms due to the phenomena of deep-seated gravitational slope deformation; 2) a second type of mountain landscape, where Panormide Platform limestone-dominated rocks or Messinian gypsum rocks crop out; in these regions several patches of planation surfaces, karst depressions and dead valleys are located at the top of mountains or along slopes; 3) a hilly landscape, with clay-dominated deposits; there, erosion glaciais on soft rock and a number of forms due to surficial landslide movements, fluvial processes or water erosion are located; 4) a flat coastal landscape, with a fly of marine terraces. The geomorphological analysis has shown a general uplifting trend of the study area, with average rates of about 0.15 – 0.20 m/kyr during Late Pleistocene to Holocene..

STRATIGRAPHY

The carbonate and terrigenous rock facies analysis and stratigraphy has led to the reconnaissance of large Paleozoic to Miocene sedimentary bodies pertaining to different and separated crustal paleogeographic domains; the former developed along the African passive continental margin and the adjacent Tethyan ocean.

The “Tethyan” successions correspond to the deep clayey carbonate and volcanoclastic rocks known to have been deposited in the Sicilide Domain.

The passive margin rock bodies are shallow water carbonates, deep water carbonates and siliceous carbonates that were deposited in some domains, locally known as Panormide, Trapanese, Imerese and Sicilian.

The terrigenous evaporitic and clastic-carbonate rocks, Miocene to Pleistocene in age, formed during the foredeep evolution of the Sicilian FTB.

A detailed stratigraphy of the rock-successions is summarized in the next paragraph (see Legend of the map sheets).

STRUCTURAL GRAIN

After the detachment from their crystalline basement the original sedimentary bodies were progressively accreted in a pile of tectonic units now exposed in the Sicilian chain; to define the extension and setting of the mentioned bodies versus their internal facies pattern, we have used the term Structural –Stratigraphic units (USS).

The U.S.S. have been described as large geological bodies pertaining to original paleogeographic domains from where they were removed and later deformed; these bodies are bounded by clear mappable tectonic features (faults, thrust surface etc) and each one is characterized by homogeneous lithologies and similar structural behaviors and settings.

The outcropping tectonic edifice in the “Termini Imerese/Capo Plaia” geological sheet is the result of the occurrence of some such USS that, locally, can be subdivided into tectonic units of minor order. These subunits have been mapped on the basis of their tectonic relationships.

The following USS have been identified from the geometrically highest and most internal ones in the FTB,:

1) U.S.S. Tusa-Troina (Auct.) deriving from the deformation of the Sicilide domain consisting of disharmony folded Argille Varicolori inferiori, Polizzi and Tufiti di Tusa formations.

The thrusting over the underlying numidian flysch units takes place along low-angle thrust planes with flat geometries. In the Lascari area the original setting of the thrust plane is still visible notwithstanding it has been tilted by the following tectonics. Tectonic transport displays SW-ward trends.

2) U.S.S. deriving from the deformation of the Numidian flysch Basin. In the Termini Imerese-Capo Plaia map sheet the deposits can be found: a) involved in the deformation together with their mesocenozoic Imerese substrate or b) as bodies already detached from carbonatic substrate and later deformed in several tectonic splays overthrusting more external units. The splays are grouped in the Godrano-Montemaggiore U.S.S.

3) U.S.S. deriving from the deformation of the Lercara basin deposits. The deposits are part of two main units:

- a) the U.S.S. Rasolocollo largely outcrops east of the town of Cerda;
 - b) U.S.S. Roccapalumba mapped in the south-western corner of the map sheet.
- 4) Several tectonic units derived from the deformation of the Imerese do-

main. The thrusts include mesocenozoic carbonate and silico-carbonate rocks and Oligo-Miocene silico-clastic numidian flysch deposits.

Among them:

- The Monte Cane - San Calogero (U.S.S.): outcrops in the north-eastern corner of the map sheet; it includes the Trabia-Pileri subunit, the Monte San Calogero subunit, buried northward to the coast and the Caccamo-Monte Rotondo subunit.

The Monte dei Cervi (U.S.S.) has been mapped in the Western Madonie Mountains (from Collesano to Polizzi Generosa).

The Sclafani-Caltavuturo (U.S.S.) outcrops in the area of Sclafani Bagni and the small town of Caltavuturo.

5) Carbonate platform mesocenozoic rocks form the tectonic units deriving from the deformation of the Panormide Domain.

The Dipilo-Carbonara (U.S.S.) outcrops along the Dipilo-Pizzo Carbonara ridge. The U.S.S. includes the Dipilo subunit that overthrusts the Carbonara subunit along a thrust plane northeast-southwest oriented and the San Biagio subunit, that outcrops to the east of the town of Lascari.

6) The rock bodies deriving from the deformation of the Trapanese Domain form the Vicari – Le Rocche (U.S.S.): it outcrops near the Roccapalumba railway station, at the south-westernmost corner of the Map Sheet. It is crossed by the Vicari borehole.

These thrust units piled up in the chain are unconformably topped by the foreland syntectonic basin deposits.

Structural evolution

The tectonic edifice outcropping and buried beneath the “Termini Imerese-Capo Plaia” Map Sheet is the result of several deformational events that have taken place since the Triassic, deforming in different ways the sedimentary successions deposited during the Mesozoic-Pleistocene.

Two main events have taken place during the Miocene and Pleistocene time interval. They are respectively characterized by compression and transpression.

Contraction originally involved the continental margin internal domains whose deep water mesocenozoic carbonates formed the structurally highest tectonic units in the chain.

The occurrence of intrastratal decollement originated the duplex geometries.

Since the Messinian, the deformation has reached at depth, progressively involving the carbonate platform rock body in large E-W antiforms that were successively (during Late Pliocene) folded by NE-SW structures.

The NE-SW deformations, postdate the well known large clockwise rotations in the area. The Panormide units embrication (Dipilo subunit overthrusting Carbonara subunit) can be framed, in this tectonic evolution, with southeast-ward vergency.

The transpressional event is proved by NNW-SSE and NE-SW transcurrent and transpressive structures (dextral); it involves the deep-seated carbonate platform-forming fold structures and severe uplifting that induces reimbrication in the overlying Imerese deep-water units. This transpressive event accompanies the paleomagnetically evidenced thrust rotations between the Late Miocene and the Early Pleistocene.

The surficial culminations appear not correlable with basement highs, suggesting that the crust is not involved in the deformation.

MARINE AREAS

Coastal belt and continental shelf geomorphology

The offshore area of the “Termini Imerese – Capo Plaia” geological sheet includes the southernmost sector of the wide Termini Imerese Gulf, located along the northern Sicilian coastline. Along the Gulf, the coast is rocky in the western and eastern sectors, where a wide marine abrasion surface extends opposite the coastline; it becomes of depositional type in the central sector where a mixed sandy and shingle beach lies, segmented by the river mouths of a few, N-S trending, small rivers. A fly of almost three marine terraces extends to the central sector of the coastal belt. These features originated through the interaction between glacioeustatic sea level changes and a slow tectonic uplift that occurred during the middle-upper Pleistocene.

A coastal prograding sedimentary wedge lies along the inner continental shelf that has been nourished mostly by the fluvial sedimentary supply, partitioned by an alongshore current. It developed with high stand conditions during the late Holocene and prograded almost to the shelf edge.

The sea-bed bathymetry gradually ($<1^\circ$) increases down to the continental shelf break, located at water depth between 130 and 140 m; seawards, the sea bed deepens abruptly along a steep escarpment down to a 1000m water depth, where the flat sea floor pertaining to the well known Cefalù intra-slope basin extends. The continental shelf developed during the Quaternary time interval as consequence of the progradational infilling of a minor intra-platform basin (Termini Imerese basin).

The shelf margin is characterized by progradational stacking patterns of the

low stand sedimentary wedges, that are absent where the canyon heads scour the shelf edge. Canyon axes appear parallel, orthogonal to the isobaths and do not scour the sea bed a lot.

Seismostratigraphy and sedimentology

When interpreted the submerged reflecting body shows, from the bottom: 1) a tectonic stack of deformed structural units correlatable to meso-cenozoic carbonate platform rocks, basinal deep-water deposits and miocene terrigenous covers; 2) a widespread erosional unconformity, correlatable to the Messinian unconformity; 3) Plio-Quaternary clastic deposits, unconformably overlying the deformed substratum.

Four seismic units have been distinguished inside the Plio-Quaternary succession. The lowermost one (PT 1) has been correlated to the lower Pliocene pelagic deposits of the Trubi Fm.; the overlying PT 2 and PT3 units to the middle Pliocene to Lower Pleistocene neritic, mostly prograding deposits; the uppermost seismic unit (PT 4) corresponds to the depositional sequence accumulated during the last glacioeustatic sea level change.

The Plio-Pleistocene succession is filling up the Termini Imerese basin, an WNW-ESE trending intra-platform tectonic trough. Here the sedimentary succession, up to 1 s twt thick, can be separated in a lower, aggradational body (PT 1 seismic sequence) and in an upper, prograding wedge (PT 2 and PT 3 seismic sequences). The two bodies are bounded by a prominent downlap surface.

The Late Quaternary depositional sequence (SDTQ) lower boundary is an erosive unconformity surface with fluvial, entrenched valleys. The corresponding seismic body has been subdivided into four system tracts: Falling Stage Systems Tract (FST) and Lowstand Systems Tract (LST), that lie at the shelf margin and along the upper slope and display prograding seismic reflectors. The FST and LST are topped by an erosional transgressive surface, where the retrograding Transgressive Systems Tract (TST) lies. The latter is overlain by the Highstand Systems Tract (HST) showing faintly progradational horizons that downlap the maximum flooding surface on top of the TST.

The HST forms a continuous sedimentary wedge, elongated parallel to the coastline, up to 35 m thick close to the rivers mouth. Its uppermost part consists of shoreface sands, seaward grading to platform mud. A very close strip of "detritico costiero" has been detected along the coastal belt in the western sector. Small sedimentary migrating waves, produced by gravity instability, have occurred in the upper part of the HST.

The most common textures of the sea-floor sediments are: sand with very

reduced bioclastic component, sandy silt with a rich organogenous fraction and mud. A sparse sea grass of *Posidonia oceanica* and *Cymodocea nodosa* occurs down to a water depth of 20 m.

Two main depositional systems have been mapped in the offshore area: the “inner shelf depositional system” and the “outer shelf depositional system”. The first one consists of fine-to-very fine terrigenous sand and medium-to-coarse bioclastic sand; both build a continuous coastal wedge. These deposits pertain to the nearshore and delta front sub-littoral environments.

The second one consists mostly of sandy silt and silt with a minor fraction of silty shale. These deposits accumulated by settling forming a tabular sheet along the outer shelf, where a few mud volcanoes outcrop at a water depth of more than 80 m.

Structural setting and tectonic evolution

A north-south transect connecting onshore and offshore areas shows the general morphostructural setting of the Sicilian continental margin, that appears characterised by some culminations (Solunto High, Termini High and San Calogero Mountain) interspaced by a number of tectonic depressions (Cefalù, Termini Imerese and Ciminna basins).

Field geology and seismic reflection analyses reveal how some stratigraphic-structural units, cropping out on land, extend offshore where a submerged tectonic stack has been recognized. Starting from the top, it consists of: Palaeo-Thetyan derived Sicilidi Units (Cretaceous-Oligocene); Oligo-Miocene terrigenous deposits of numidian flysch units; Mesocenozoic deep-water limestones and siliceous deposits (Imerese Units); Mesocenozoic shallow-water carbonate rocks (Panormide and Trapanese Units).

The structural pile is more than 12 km thick and lies on what is believed to be an undeformed, African, crystalline basement. Northwards, along the escarpment of the Solunto Seamount, the Sicilian-Maghrebian units underthrust the Kabilo-Calabride units.

The reflecting body corresponding to the submerged Sicilian-Maghrebian FTB underlies the infilling of a syntectonic basin consisting of upper Tortonian-to-lower Pliocene clastic, evaporitic and pelagic rocks topped by a clastic middle Pliocene-to-Quaternary sedimentary wedge, mostly affected by listric normal faults.

The basin infilling shows that, since the latest Miocene the tectonic evolution is one of alternating extensional and transpressive events. Extension has been more substantial in the present-day distal offshore area (Cefalù basin), whe-

re almost two strong episodes of subsidence have occurred. Recent extensional tectonics offset the middle-late Pleistocene deposits lying on the marine terraces and have modelled the modern coastal belt morphology by determining the northwards collapse of the previously folded structures.

1. TERMINI IMERESE-CAPO PLAIA SHEET LEGEND

QUATERNARY SUBMERGED DEPOSITS

Inner shelf depositional system

Fine to very fine litho-clastic sands; medium to coarse bio-clastic sands discontinuously covering pre-existing terraces due to sea-level rise, along both delta plains and fronts; muds occur below the base of storm waves.

QUATERNARY LAND DEPOSITS

CONTINENTAL DEPOSITS

***Capo Plaia synthem* (AFL)**

Colluvial and landslide deposits, recent valley floor fluvial and talus deposits, debris flows and accumulation of etherometric stuff with variable thickness. The basal unconformity is a post-glacial erosional truncation; the upper boundary is the present-day topographic surface scored by soils. The thickness ranging from 1 to 40 m. It may be dated in the interval between the end of the glacial expansion (15 ka) and the present.

UPPER PLEISTOCENE-OLOCENE

***Raffo Rosso synthem* (RFR)**

Bedded talus deposits with rough and coarse carbonate-dolomitic elements. The thickness is about 20 m. The basal unconformity is on pre-Quaternary deposits. The upper boundary is coincident with the AFL bottom and/or the topographic surface, often soil.

UPPER PLEISTOCENE

MARINE DEPOSITS (TYRRHENIAN)

***Barcarello synthem* (SIT)**

Brownish sands and silty sands, conglomerates and siliceous calcarenites,

with *Strombus bubonius* and *Patella ferruginea* (isotopic stage 5e, 130-120 ka BP). Thickness: 1-2 m. In the Buonfornello area, the thickness of these deposits by borehole data is about 20 m. The lower boundary is an unconformity surface incised on older deposits, the upper one is coincident with either the topographic surface or the AFL deposits. These deposits are found from the sea level to about 15 m.

TYRRHENIAN

CONTINENTAL DEPOSITS

***Benincasa Synthem* (BNI)**

It includes polygenic conglomerates, quartzitic sands and reddish or red-brownish silts associated to colluviums with stone-line and paleosoils containing vertebrate remains (*Elephas mnaidriensis*). The thickness ranges from 1 and 5 m. These deposits are outcropping in the Termini Imerese-Campofelice di Roccella area. That unit overlies an irregular discontinuous surface, strongly incised (on BCP or on pre-quaternary deposits) up to sub-horizontal. The upper boundary is the AFL bottom and/or the topographic surface, often soil.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

San Leonardo river synthem

It includes fluvial deposits (conglomerates, gravels and sands) overlaid by a sandy siltstones of San Leonardo River basin. The basal unconformity is an erosional truncation on the pre-quaternary deposits, located at various altitudes; the upper one is the AFL bottom. Maximum thickness is 35 m.

MIDDLE PLEISTOCENE-TYRRHENIAN

Azziriolo sub-synthem (SLN₄): sands and gravels in yellow silty matrix alternating and/or interdigitating with yellowish sandy silts with calcareous concretions. The lower boundary is an unconformity surface strongly incised on pre-quaternary deposits, the upper one is equivalent to red-brownish soils.

Termini Imerese sub-synthem (SLN₃): gravels and sands in yellow silty- clayey matrix alternating and/or interdigitating with fine silty sands with calcareous concretions. The lower unconformity is strongly incised on pre-quaternary deposits; at the top red-brownish soils.

Santa Marina sub-synthem (SLN₂): gravelly and pebbly lens alternating with yellow sandy-silty horizons with calcareous concretions. The lower boundary is an unconformity surface, the upper one a paedogenetic surface.

Villa Maria sub-synthem (SLN₁): gravels and sands in yellow silty- clayey matrix, locally with well- rounded boulders. The lower boundary is an unconformity surface, the upper one a paedogenetic surface (AFL colluviums and/or yellow soils).

Northern Imera river synthem

It includes fluvial deposits (conglomerates, gravels, sands and silts) of Northern Imera River. The lower boundary is an unconformity surface on the pre-quaternary deposits, located at various altitudes; the upper one is the topographic surface, often soil. Thickness: 2-3 m.

MIDDLE PLEISTOCENE-TYRRHENIAN (?)

Fiume Grande sub-synthem (IMR₃): gravelly lens in yellow silty- sandy matrix. It overlies an unconformity surface on pre-quaternary deposits; at the top brownish soil occurs.

Cozzo Cannatino sub-synthem (IMR₂): gravels in silty- sandy matrix alternating with fine silty sands. It overlies an unconformity surface on pre-quaternary deposits; at the top brownish soil occurs.

Piano Lungo sub-synthem (IMR₁): gravels in silty- sandy matrix alternating with fine quartzitic sands. It overlies an unconformity surface on pre-quaternary deposits; at the top brownish soil or yellowish silt (interpreted as eolian deposits from AFL) occurs.

Torto River synthem

It includes fluvial deposits (conglomerates, gravels, sands and silts) of Torto River. The lower boundary is an unconformity surface on the pre-quaternary deposits, located at various altitudes; the upper one is the topographic surface, often soil. Thickness: 1-2 m.

MIDDLE PLEISTOCENE-TYRRHENIAN (?)

Vaccaro sub-synthem (RSF₂): Gravelly -pebbly deposits in silty- sandy matrix alternating with sands and silts. Its lower unconformity is on pre-quaternary deposits; at the top brownish soil occurs.

Peterrana sub-synthem (RSF₁): Alternation of gravelly -pebbly lens in silty- sandy matrix and silty sands. Its lower unconformity is on pre-quaternary deposits; at the top brownish soil occurs.

MARINE DEPOSITS

Buonfornello–Campofelice Synthem

It includes conglomerates, sands and siltstones, with local greyish pelitic intercalations, overlying terraced surfaces, located at various altitudes (from 25 m to 250 m a.s.l.). Deposits are developed during different pre-Tyrrhenian sedimentary cycles. The lower boundary is a sub-horizontal to undulating unconformity surface incised on pre-quaternary deposits. The upper boundary is the topographic surface, locally BNI or AFL deposits or soils. Thickness: 1-5 m. MIDDLE PLEISTOCENE

Torre Tonda sub-synthem (BCP₄, 25-30 m a.s.l.). Sands, gravels and conglomerates.

Quaranta Salme sub-synthem (BCP₃, 50-60 m a.s.l.). It includes rounded to sub-rounded pebbles and boulders in laminated sandy-silty matrix.

Rocca D'Antoni sub-synthem (BCP₂, 70-160 m a.s.l.). It includes pebbly-sandy beach, shoreline and intertidal marine deposits with mollusc fauna (*Ostrea* sp.) and sedimentary structures (planar and cross-bedded lamination and ichnofacies).

Gargi di Cenere sub-synthem (BCP₁, 170-250 m a.s.l.). It includes pebbly deposits in sandy-silty matrix, often soils and eroded.

MIOCENE–PLIOCENE

Foredeep deposits

***Trubi* (TRB)**

Marls and white marly limestones, bearing calcareous plankton

(Sphaeroidinellopsis biozones MPL1) grading to grey-green or whitish sandy-clayey marls, bearing calcareous plankton (*Globorotalia margaritae* and *Globorotalia puncticulata* - MPL 3 and *Globorotalia puncticulata* - MPL 4a) and sandy-marly calcarenites with gastropods, bivalves and *Amphistegina* sp. (TRB_a).

The thickness is from 60 to 120 m. The lower boundary is unconformable on GPQ and GTL. Bathyal environment.

ZANCLEAN

GESSOSO-SOLFIFERO GROUP

Pasquasia formation

Fanglomerates member (GPQ₄). Gessarenites and gessopelites, dark-reddish clays and marls with ostracodes (*Cyprideis pannonica*) interbedded with reddish polymittic conglomerates. The thickness is few meters. Lower boundary is erosional unconformity on GTL, TUT. Paralic-continental environment.

UPPER MESSINIAN

Cattolica Formation

Selenitic member (GTL₂). It includes massive and/or not well-layered selenitic gypsum. Interbedded algal laminites and white gipsy marls. Maximum thickness: 150 m. The lower boundary is both a para-unconformity surface on TRV3 and TRV2 and an unconformity surface on BAU. Evaporitic environment.

MESSINIAN

Ciminna formation* (CII) *pre 5,96 My evaporitic deposits

Gessarenites, grey-greenish gessopelites and laminated gypsum (gypsum turbidites). The thickness is about 40 m. The lower boundary is unconformable on TRV3. Paralic-continental environment.

LOWER MESSINIAN

***Baucina formation* (BAU)**

Biocalcarenes, coral biolitites (*Porites* sp.) and calcareous-marly (carbonatic-clastic facies) arenites. Thickness: 10-20 m. Lower boundary is an erosional

unconformity on TRV₃ and TRV₂. Reef to upper slope environment.
 LOWER MESSINIAN

Terravecchia formation

Conglomerates, coarse sands, sands, both sandy clays and grey-bluish pelites and marls, with calcareous plankton. Maximum thickness is 800 m. Fluvial-deltaic to open shelf environment. The lower boundary is a regional unconformity surface.

UPPER TORTONIAN–LOWER MESSINIAN

Pelitic–clayey member (TRV₃). Sandy clays and bluish pelites with local arenitic intercalations (TRV_{3a}), passing upwards to grey marls, grey-greenish to light-blue clays (TRV_{3b}). The fossiliferous content consists of planktonic foraminifera (*Globorotalia suterae* and *Globorotalia conomiozea* biozones) and calcareous nannofossils (*Minilytha convallis* and *Reticulofenestra rotaria* biozones). Upwards, marls and clays with *Turborotalia multiloba* and *Borelis melo* (TRV_{3c}). Thickness: 100–400 m. Lower boundary is sharp on TRV₂. Open shelf to lagoon environment.

Sandy member (TRV₂). Yellowish to grey sands and arenites showing cross-bedded lamination, alternating with pelites and conglomerates in very thin strata. The thickness is from 50 to 250 m. The lower boundary is diachronous to TRV₁. Transition to open shelf environment.

Conglomeratic member (TRV₁). Red-greyish and yellowish polymittic ortho-paraconglomerates in cemented banks, alternating with yellowish pebbly coarse sands containing lenses of grain-supported conglomerates (TRV_{1a}). The arenaceous-quartzitic, calcareous or igneous pebbles, are surrounded by siliceous matrix. The thickness is from 50 to 200 m. Lower boundary is an erosional unconformity on SIC, AVF, FYN. Continental to fluvial-deltaic environment.

***Castellana Sicula formation* (SIC)**

Pelites and grey- greenish sandy pelites with interbedded both sandstones and quartzitic sands and local conglomeratic levels. They contains planktonic (*Neogloboquadrina acostaensis* dx) and benthonic (*Ammonia beccari*, *Elphidium* sp.) foraminifera. Thickness: 50–70 m. The lower boundary is unconformity on

FYN and AVF. Fluvial-deltaic to slope environment.
UPPER SERRAVALLIAN-LOWER TORTONIAN

MESO-CENOZOIC SUCCESSION DEPOSITS

CRETACEOUS–EOCENE

SICILIDE DOMAIN SUCCESSION

“Tufiti” of Tusa (TUT)

Marls, grey-blackish soapy marly limestones, greenish volcano-clastic sandstones and grey-yellowish quartzitic feldspathic sandstones. Where prevalent, the marly-pelitic levels have been mapped (TUT₁). Fossiliferous content: agglutinant foraminifera (*Rhabdammina-Bathysiphon- Cyclammina*) and rare nannofloras (*Sphenolithus predistentus*, *S. distentus*, *S. ciperoensis*, *Discoaster deflandrei*, *Dictyococcites bisectus*, *Zygrhablithus bijugatus* of the NP 22-23 and NP 24-25 biozones). Thickness: 80-100 m. Lower boundary unconformity or disharmonic on AVF, POZ and tectonic on FYN and TAV. Slope to turbiditic basin environment.

OLIGOCENE

Polizzi formation (POZ)

Grey to whitish marls in decimetric-centimetric strata and greyish-violaceous, locally bituminous, marly-clayely thin beds with planktonic foraminifera (*Truncorotaloides rohri*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones) and calcareous nannofossils (NP 17-NP 20 biozones). Lenticular intercalations of re-sedimented biocalcarenites and biocalcirudites with macro-foraminifera (nummulitides, alveolinides, discocyclinides). The thickness is from 20 to 170 m. The lower boundary is a mechanical unconformity on AVF. Pelagic and slope environment.

MIDDLE-UPPER EOCENE

Lower varicoloured shales (AVF)

Varicoloured shales and marls, often tectonized, jaspers, micaceous

and quartzitic sandstones, greenish calcilutites with ichnofossils and macroforaminifera-bearing biocalcarenites. The thickness is from 70 to 200 m. Autochthonous fossiliferous content consists of planktonic foraminifera (*Rotalipora appenninica*, *Rotalipora brotzeni*, *Rotalipora reicheli* biozones), *Morozovella* sp. and calcareous nannofossils associations (*Lithraphidites* spp. and *Nannoconus* spp.).

Locally, downwards, outcrop black marls and grey clays with resedimented ostreids-bearing calcarenites (marls with *Exogira*, AVF_a) overlying the Upper Albian-Cenomanian deposits. The thickness is in the range of few tens of meters.

Intercalations of lenticular-lying megaconglomerates and calcareous megabreccias with rudistids, caprinids (*Caprina schiosensis*), nerineids, alveolinids and *Orbitolina* sp. (Rocca d'Uoni, Rocca del Drago). Matrix fossiliferous content contains *Rotalipora* sp. (caprinids breccias, AVF_b, Cenomanian-Turonian). Thickness: 50 m. The lower boundary is a tectonic surface on FYN, TAV and POZ. Slope to bathial plain environment.

CRETACEOUS (ALBIAN- TURONIAN)-PALEOCENE

OLIGOCENE–MIOCENE

NUMIDIAN FLYSCH BASIN SUCCESSION

Tavernola formation (TAV)

Brown-yellowish sandy- clayey marls and pelites with interbedded thick layers of yellowish-greenish quartzarenites with abundant glauconite, mica and both arenaceous and planktonic foraminifera (*Globigerinoides trilobus* and *Praeorbulina glomerosa* s.l. biozones) and calcareous nannofossils with markers of MNN 4a, MNN 4b and MNN 5a biozones. The thickness is from 80 to 200 m. The lower boundary often not emerging is an erosional and sharp unconformity on FYN₅ and on FYN₂. Slope and turbidite fan environment.

UPPER BURDIGALIAN-LANGHIAN

Numidian flysch

Sandy pelites with interbedded arenaceous layers, biocalcarenites and carbonate megabreccias, quartzarenitic strata, microconglomeratic layers. The lower boundary is in unconformity to paraconformity on CAL.

UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE (BURDIGALIAN)

Geraci Siculo member (FYN₃). Turbiditic quartzarenitic strata with interbedded micaceous pelites. In the quartzarenitic layers (FYN_{5a}) microconglomeratic levels occur. Maximum thickness is 800 m (Vallone Lisca). The poor fossil content includes arenaceous and planktonic (*Catapsidrax dissimilis*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *Globigerinoides trilobus*) foraminifera and calcareous nannofossils with markers of MNN 1, MNN 2b biozones. Lower boundary in paraconformity, locally disharmonic, on FYN₂.

Turbidity fan environment.

AQUITANIAN–BURDIGALIAN

Portella Colla member (FYN₂). Brown and locally Mn-rich pelites alternating with quartzarenitic layers (FYN_{2a}). The rare fossil content includes planktonic foraminifera (*Globorotalia opima opima*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* and *Catapsydrax dissimilis* biozones) and calcareous nannofossils (NP 24-25 biozones). At the bottom re-sedimented biocalcarenes with *Lepidocyclina* spp. (FYN_{2b}) and at the top carbonate megabreccias (San Salvatore megabreccias) occur. Maximum emerging thickness is 300 m. Slope environment.

CHATTIAN–LOWER AQUITANIAN

TRIASSIC–OLIGOCENE

IMERESE BASIN SUCCESSION

Caltavuturo formation (CAL)

Calclutites and marly limestones alternating with pomace-red, pink and green clayey marls in centimetric strata, with parallel lamination and chert nodules. Fauna is represented by planktonic foraminifera (*Morozovella subbotinae*, *M. formosa formosa*, *Acarina bullbroki*, *Globigerinatheka semiinvoluta* and *Turborotalia cerroazulensis* s.l. biozones), calcareous nannofossils (*Discoaster subloadoensis*, *D. saipanensis* and *Sphenolithus pseudoradians* of the NP 14-20) biozones), radiolarians, sponge spicules. Upwards, interbedded lens of biocalcarenes with resedimented foraminifera (*Nummulites partschi*, *N. praelucasi*, *Lepidocyclina* spp); at the top, ashen-grey marls with planktonic foraminifera (*Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerina micra* biozones) and calcareous nannofossils (NP23 biozone). Thickness is from 50 to 150 m. Lower boundary is an unconformity on CRI. Depositional slope to basin environment.

EOCENE-LOWER OLIGOCENE

Crisanti formation

Siliceous shales, radiolarian (bedded cherts), spongolitic marls interbedded with resedimented calcareous megabreccias and calcarenites coming from a carbonatic platform margin.

UPPER LIASSIC–UPPER CRETACEOUS

Rudist breccias member (CRI₄). Calcareous breccias and grey resedimented bio-calcarenites with chert nodules and ridistid, coral, algae, benthonic foraminifera (*Orbitolina trochus*, *O. texana*) fragments. Upwards, calcarenites bearing *Orbitoides media* and *Siderolites* cf. *calcitrapoides* alternating with grey-greenish marls bearing *Globotruncana* spp. The thickness is from 20 to 80 m. The lower boundary is a sharp erosional unconformity (downlap) on CRI₃. Slope to slope toe environment.

CENOMANIAN–MAASTRICHTIAN

Marly spongolitic member (CRI₃). Pink siliceous shales and marls, reddish and whitish siliceous finely bedded marly limestones. The fossil content consists of sponge spicules, radiolarians, ostracods, benthonic (*Dorothia gradata*, *D. filiformis*, *Marginulina planiscula*) and planctonic foraminifera (*Ticinella primula*). Upwards, lenticular intercalations of biocalcarenites with caprinid, algae and benthonic foraminifera fragments. The thickness is from 30 to 100 m. The lower boundary is a sharp unconformity (onlap) on CRI₂. Slope to basin environment.

HAUTERIVIAN–ALBIAN

Ellipsactinia breccias member (CRI₂). Calcareous breccias and conglomerates interbedded with bioclastic and oolitic calcarenites (locally marls), containing *Ellipsactinia* spp., fragments of corals and crinoids, foraminifera (*Trocholina alpine*), algae (*Clypeina jurassica*) and problematic organism (*Shamovella obscura*, *Bacinella* spp.). In the poor matrix, tintinninids occur (*Calpionella elliptica*). The thickness is from 20 to 50 m. Lower boundary is sharp and unconformity (downlap) on CRI₁. Slope toe environment (*debris flow*).

TITHONIAN–NEOCOMIAN

Radiolarian member (CRI₁). Laminated radiolarites (bedded cherts), policromous siliceous argillites with radiolarians and sponge spicules interbedded with calcilutites bearing benthonic foraminifera (*Lenticulina varians*, *Nodosaria fontinensis*, *Dentalina mucronata*, *Lingulina tenera*).

Locally, basaltic volcanic rocks (β). The thickness is from 20 to 80 m.

Lower boundary is a sharp unconformity on FUN and on MCD. Slope to basin environment.

UPPER TOARCIAN–LOWER TITHONIAN

***Crinoidal limestones and Altofonte breccias* (MCD)**

Biocalcarenes with cross-bedded and planar lamination containing fragments of crinoids (*Pentacrinus* sp.), brachiopods (*Rhynchonellida*) and sponge spicules, alternating with grey-greenish clayey marls. Locally, carbonatic breccias with fragments of corals, sponges and calcareous algae (MCD_a), belonging to Triassic-liaassic reef deposits, occur. The thickness is from 15 to 70 m. Lower boundary is an erosional unconformity (onlap) on FUN. Slope to slope toe environment.

PLEINSBACHIAN–TOARCIAN

***Fanusi formation* (FUN)**

White grayish, often vacuolar and floury, dolomitic breccias, dolerudites and dolarenites, with gradated and laminated fabric, in cyclic alternation of decametric strata. Laminated dolosiltites and yellow-greenish, lenticular-lying, marls. Due to pervasive dolomitization there are only fossil ghosts. The thickness is from 100 to 300 m. Lower boundary is an erosional unconformity (downlap) on SCT. Slope toe environment (carbonatic apron).

LOWER LIASSIC

***Scillato formation* (SCT)**

Calclutites with chert nodules alternating with marls radiolarians-bearing (couplet marls-calclutites) containing pelagic bivalves (*Halobia styriaca*, *H. norica*, *posidonias* and *daonellas*), ammonoids, radiolarians and conodonts (*Paragondolella polygnathyformis*, *P. carpathica*, *Epigondolella pseudodiebeli*, *Metapolygnatus communisti*). Upwards, nodular calclutites, calcarenites with gradated and laminated fabric, polychromatic marls and massive dolerudites in decimetric strata occur. The thickness is from 300 to 650 m. Lower boundary continuous or unconformity (disharmonic) on MUF. Pelagic to slope toe environment.

UPPER CARNIAN–RAETHIAN

Mufara Formation (MUF)

Brown-yellowish shales, strongly foliated and micaceous grey-greenish marls (MUF_a). Upwards, grayish laminated calcilutites in centimetric-decimetric strata, locally dolomitized (MUF_b). Quartzitic-micaceous sandstones with graded and laminated fabric interbedded with oolitic limestones, bearing microgastropods and fish teeth, and micaceous marls (MUF_c). Fossil content: *Posidonomia gemmellaroi*, *Halobia* sp. and *Daonella* sp., gastropods, radiolarians, sponge spicules and conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathiformis noha* biozones). Plurimetric intercalations of clastic limestones with neritic elements as *Tubiphytes* sp., calcareous algae and hydrozoans. Locally, intercalations of basaltic lava and ultrabasic dykes (β). The thickness is in the range of about 50-100 m. Lower boundary is not emerging. Outer shelf to slope environment.

MIDDLE –UPPER CARNIAN

LERCARA PERMO–TRIASSIC BASIN DEPOSITS (U.S.S. Roccapalumba)

Mufara Formation (MUF)

Brown-yellowish shales, strongly foliated and micaceous grey-greenish marls (MUF_a). Upwards, dark laminated calcilutites and green laminated calcareous siltstones in centimetric-decimetric strata (MUF_b). They contain: radiolarians, crustaceans (esterides), conodonts (*Gladigondolella tethydis* and *Paragondolella polygnathiformis noha* biozones), palinomorphic pelagic bivalves. Intercalations of dolomitized limestones and well-cemented calcareous breccias with *Tubiphytes* spp., calcareous algae, fragments of sponges and hydrozoans. Quartzitic-micaceous sandstones with graded and laminated fabric interbedded with oolitic limestones, bearing microgastropods and fish teeth, and micaceous marls (MUF_c). Thickness: 200 m. Lower boundary is not emerging. Outer shelf to slope environment.

MIDDLE-UPPER CARNIAN

PANORMIDE CARBONATE PLATFORM SUCCESSION

Gratteri Formation (GRT)

Marly clays and grey-greenish limestones alternating with biocalcirudites

and biocalcarenes grading to yellowish pelites and sandstones. It's age dated by planctonic foraminifera (*Turborotalia ceroazulensis* s.l. and *Globorotalia opima opima* biozones). Clastic levels contain coral and benthonic foraminifera (nummulitides and lepidocyclinides) fragments. The thickness is about 120 m. Lower boundary is a sharp unconformity on PNB_a, and an erosional surface, locally karstified, on AMM. Slope environment.

UPPER EOCENE-OLIGOCENE

***Amerillo formation* (AMM)**

Limestones and red-greyish marls with planktonic (*Globotruncana* spp. and *Globorotalia* spp.) foraminifera alternating with resedimented calcarenites bearing orbitoid and rudistid fragments. Carbonatic breccias with elements of triassic carbonate platform. The thickness of deposits outcropping in dyke fractures is in the range of 2-10 m. Lower boundary is an erosional unconformity on PNB_a. Pelagic platform environment.

UPPER CRETACEOUS-EOCENE

***Piano Battaglia limestones* (PNB)**

Coralgal boundstone and grainstone with *Cayeuxia* sp., *Ellipsactinia* sp. (PNB_a). Bioclastic and intraclastic calcirudites with cyanophycean thalliums (*Cayeuxia* sp.), serpulide traces, fragments of corals, sponge, hydrozoans, stromatoporoides and bryozoans. The maximum thickness emerging is 100-300 m. Lower boundary is unconformity on DIS. Inner and outer shelf environment (reef and fore-reef).

MALM-NEOCOMIAN

***Pizzo Manolfo limestones* (CTI)**

Stromatolitic and liferitic limestones with intra-clastic and bioclastic. They contain oncoides, nodular cyanophyceans (*Cayeuxia* sp.), miliolides, agglutinates (textularidae), *Bacinella irregularis* and *Clypeina jurassica* (*Clypeina jurassica* biozone), bivalves and gastropods (*Nerinea* sp.), algae (*Campbelliella striata*), corals (*Cladocoropsis mirabilis*) and trocolinides. The thickness is between 100-300 m. Lower boundary is unconformity on DIS. Inner shelf environment (tidal flat and back-reef lagoon).

MALM-NEOCOMIAN

***Isnello dolomite* (DIS)**

Grey dolomitic limestones grading to grey vacuolar massive dolomites, doloarenites and dolorudites. Due to pervasive dolomitization there are only fossil ghosts. The maximum thickness is 450 m. Lower boundary is erosional unconformity on SCT. Lower boundary mechanic on MUF. Open shelf to upper slope environment.

UPPER TRIASSIC

***Mufara formation* (MUF)**

Grey-blackish laminated calcilutites with bio-calcarenitic levels in thin strata alternating with grey-greenish marls. They contain *Posidonomia gemmellaroi*, *Halobia* sp. and *Daonella* sp., gastropods and radiolarians. The thickness is about 80 m. Lower boundary not emerging. Pelagic to emipelagic environment.

MIDDLE-UPPER CARNIAN

CARBONATIC PLATFORM AND CARBONATIC-PELAGIC TRAPANESE SUCCESSIONS (U.S.S.
Vicari-Le Rocche)

Calcarenites and greenish glauconitic marls. Estimated thickness is few meters. Lower boundary is unconformity on AMM (Corleone calcarenites, Burdigalian-Langhian).

Limestones with chert and marly limestones alternating with red marls containing planktonic foraminifera (*Globotruncanita stuarti*, *Glt. conica*). Emerging thickness is 10 m. Lower boundary is an erosional unconformity on BCH. Pelagic platform environment (Amerillo formation, Upper Cretaceous-Eocene).

Greyish dasycladacean packstone-grainstone with intercalation of tuffites and siliceous shales. Fossil contain consists of fragments of echinoids, crinoids, bivalves, *Koskynobulimina socialis*, *Trocholina* spp., *Protopenneroplis ultragranulata*. Thickness: 15 m. Lower boundary is an erosional unconformity on *Saccocoma* limestones. Pelagic environment (Dasycladacean breccias, Berrasian-Valanginian)

White-pinkish cherty marly calcilutites with Calpionellae (*Calpinella alpine*,

Calpionella elliptica), radiolarians and *Globochaeta alpine*. They outcrop at Mulino Fiaccati. Maximum thickness is 15 m. Lower boundary is not emerging. Pelagic carbonate platform environment (Lattimusa, Upper Tithonian-Barresian).

Reddish nodular limestones with ammonites, *Saccocoma* sp. and radiolarians; Fe-Mn crusts (BCH₃). Greyish calcarenites and oolitic calcarenites (BCH₁) with crinoids, bivalves, benthonic foraminifera, algae (*Protopenneroplis striata*), bryozoans, ammonites (*Stephanoceras humphresyamun* biozones). Pillow lava (β) in metric strata, grey-greenish tuffaceous arenites, with lapillus and volcanic glass, and tuffaceous levels with mollusk and crustaceous fauna. Thickness: 15 m. Lower boundary is not emerging. Pelagic carbonate platform environment (Buccheri formation, Bajocian-Bathonian).

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO P., RENDA P. (1982) - *Carta Geologica delle Madonie orientali*. Istituto di Geologia Università di Palermo.
- ABATE B., CATALANO R. & RENDA P. (1978) - *Schema geologico dei Monti di Palermo*. Boll. Soc. Geol. It., **97**: 807-819, Roma.
- ABATE B., INCANDELA A., NIGRO F. & RENDA P. (1998) - *Plio-Pleistocene strike-slip tectonics in the Trapani Mts. (NW Sicily)*. Boll. Soc. Geol. It., **117**: 555-567.
- ABATE B., INCANDELA A., RENDA P. & ŚLACZKA A. (1999) - *Depositional processes in a late Miocene post-tectonic basin: Terravecchia Formation, Scillato Basin, Sicily*. Annales Societatis Geologorum Poloniae, **69**: 27-48.
- ABATE B., PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Schema geologico dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali*. Mem. Soc. Geol. It. **41**: 465-474.
- ABATE B., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Note illustrative della carta geologica dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It. **41**: 475-505.
- AGATE M., BALISTRERI G., BASILONE L., CATALANO R., CONTINO A., MERLINI S., PEPE F. & SULLI A. (2001) - *Deep and shallow structures of the Termini basin in the geological framework of the southern Tyrrhenian margin*. 3° Forum Italiano di Scienze della Terra "GEOITALIA 2001". Chieti 5-8 settembre. Riassunti, 75, Chieti.
- AGNESI V., CAMARDA M., CONOSCENTI C., DI MAGGIO C., DI LIBERTO I. S., MADONIA P. & ROTIGLIANO E. (2005) - *Multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy)*. Geomorphology, **65**: 101-116.
- AGNESI V., COSENTINO P., DI MAGGIO C., MACALUSO T. & ROTIGLIANO E. (1996) - *The great landslide at Portella Colla (Madonie-Sicily)*. Geograf. Fis. Din. Quat., **19**: 273-280.
- AGNESI V., DE CRISTOFARO D., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MADONIA G. & MESSANA V. (2000) - *Morphotectonic setting of the Madonie area (central northern Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., Vol. **55**: 373-379.
- AGNESI V., DE CRISTOFARO D., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MADONIA G., MESSANA V. & ROTIGLIANO E. (1998) - *Introduzione alla geomorfologia delle Madonie*. 79° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Guida

alle escursioni, **2**: 5-20.

- AGNESI V., DI MAGGIO C., MACALUSO T., MARINO S., MONTELEONE S. & PIPITONE G. (1999) - *Carte geomorfologiche di Scillato e Caltavuturo. Note illustrative*. Dip. Geologia e Geodesia, Università di Palermo, Provincia Regionale di Palermo, 15 pp. (2 carte geomorfologiche, scala 1:25.000).
- AGNESI V., MACALUSO T., MADONIA G., PANZICA & LA MANNA M. (2003) - *Sicilia*. In: Madonia G. & Forti P. (Eds.). *Le aree carsiche gessose d'Italia*. Istituto Italiano di Speleologia. Memoria **XIV**, ser. II: 253-278.
- ALFIERI A., BAFUMO G., COLLALTI M., GIGLIO I., RENDA S. & RICCO S. (1994) - *I dissesti in Sicilia. Primi risultati del censimento dei dissesti nei centri abitati. Studio della franosità del bacino del Torrente Fichera (Fiume Imera Settentrionale)*. Riv. Min. Sic., **30** (5): 51-65.
- ALLEMAN F., CATALANO R., FARÉS F. & REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province*. Proc. II Plankt. Conference: 1337-1340. Roma.
- ALLIEZ *et alii* (2006) - In: Riunione del Gruppo di Sedimentologia del CNR. Abstracts ed escursioni. Catania 1996.
- ANSORGE J., BLUNDELL D. & MUELLER S. (1992) - *Europe's lithosphere: seismic structure*. In: Blundell D, Freeman R. & Mueller S. (Eds.) *A Continent Revealed: The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, New York, 33-70.
- ARUTA L. & BUCCHERI G. (1976) - *Biostratigraphy and paleoecology of the Early Messinian carbonates (Baucina Fm.) in western Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 141-152, 4 figg., Roma.
- AURELI A., CONTINO A., CUSIMANO G., FAZIO F. & SILLUZIO C. (2001) - *Groudwater vulnerability of the Madonie mountains*. In: J. Mudry & F. Zwaler (Eds.), *Proceeding of the 7th Conference on Limestone Hydrology and Fissured Media*, Besançon, France, 20-22 Septembre 2001. Université de Franche Comté, Département de géoscience, Besançon, France, Université de Neuchâtel, Centre d'hydrogéologie, Suisse. Pubbl. n. 2309, G. N. D. C.I. - C. N. R. Editeur Université de Franche Comté, 23-26.
- AURELI A., CONTINO A., CUSIMANO G. (2008) - *Aspetti idrogeologici e vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Note illustrative della "Carta delle vulnerabilità all'inquinamento degli acquiferi delle Madonie. Scala 1:50.000 Regione Siciliana-Azienda Regionale Foreste Demaniali, Univ. degli Studi di Palermo. Dipartimento di Geologia e Geodesia, C.N.R., G. N. D. C.I., pubbl. n. 2312, collana Sicilia Foreste n 38, 168 pp., 13 figg.
- AVELLONE G., GENNARO C., GASPARO MORTICELLI M., GUGLIOTTA C. & AGATE M. (2008) - *Syn-sedimentary tectonics during early Pliocene time in the northern Madonie Mountains (Sicily)*. Rend. online Soc. Geol. It. **3** (2008).
- BADA J. L., BELLUOMINI G., BONFIGLIO L., BRANCA M., BURGIO E. & DELITALA L. (1991) - *Isoleucine epimerization ages of quaternary mammals from Sicily*. Il Quaternario, **4**: 49-54, Roma.
- BALDACCI L. (1884 a) - *Carta geologica d'Italia F. 259 (Termini Imerese). Scala 1:100.000*. Rilievi del 1880-1881. Serv. Geol. Ital.
- BALDACCI L. (1884 b) - *F. 250 (Bagheria) della carta d'Italia alla scala 1.100000*. Servizio geologico d'Italia, 1884, Roma.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. D'It.: 3-403, Roma.
- BARBIERI M., BELLANCA A., NERI R. & TOLOMEI L. (1987) - *Use of strontium isotopes to determine the sources of hydrothermal fluorite and barite from northwestern Sicily (Italy)*. Chemical Geology (Isotope Geoscience Section), **66**: 273-278.
- BARONE A., FABBRI A., ROSSI S. & SARTORI R. (1982) - *Geological structure and evolution of the marine areas adjacent to the Calabrian arc*. Earth Evol. Sci., **3**: 207-221.
- BARTOLOMEI G., CELICO P. & PECORARO A. (1983) - *Schema idrogeologico della Sicilia Nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 329-354.

- BASILONE L. (1998) – *Cicli di Facies Trasgressivo-Regressive nella Successione Mesozoica Imerese dei Monti di Termini Imerese (Sicilia centro-settentrionale)*. In Catalano R. & Lo Cicero G. Eds.: *La Sicilia occidentale*, 61-70, 79° Congresso della Società Geologica Italiana, Palermo.
- BASILONE L. (2000) – *Stratigrafia fisica e facies dei depositi carbonatici mesozoici di piattaforma-bacino della Sicilia nord-occidentale*. Tesi di Dottorato, 227 pp., consorzio Università di Napoli e Palermo.
- BASILONE L. con la collaborazione di CATALANO R. & SPROVIERI R. (2001) – *Schema litostratigrafico della Sicilia centro-occidentale*. In: Riunione di Coordinamento della Commissione Italiana di Stratigrafia della Società Geologica Italiana (CIS), Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane. Palermo, 12 dicembre 2001.
- BASILONE L. & LO CICERO G. (2002) - *Sequence Stratigraphy of Mesozoic Carbonate Platform-to-Basin System in Northwestern Sicily*. In: Roure F. & Swennen R. (eds.), *Deformation, fluid flow and reservoir appraisal in foreland fold and thrust belts*. AAPG-IFP Hedberg Research Conference, May 14-18, 2002 Palermo-Mondello (Sicily, Italy). Abstract volume: 6-9.
- BASILONE L. (2009) - *Sequence Stratigraphy of a Mesozoic Carbonate Platform-to-Basin System in Western Sicily*. *Central European Journal of Geosciences*, **1** (3): 251-273.
- BELLANCA A., CENSI P., DI SALVO P. & NERI R. (1984) - *Textural, chemical and isotopic variations induced by hydrothermal fluids on Mesozoic limestones in northwestern Sicily*. *Mineralium Deposita*, **19**: 78-85.
- BELLANCA A., DE VIVO B., LATTANZI P., MAIORANI A. & NERI R. (1987) - *Fluid inclusions in fluorite mineralizations of northwestern Sicily, Italy*. *Chemical Geology*, **61**: 209-216.
- BELLANCA A., DI SALVO P., MÖLLER P., NERI R. & SCHLEY F. (1981) - *Rare-earth and minor element distribution and petrographic features of fluorites and associated Mesozoic limestones of northwestern Sicily*. *Chemical Geology*, **32**: 255-269.
- BELLON H., COULON C. & EDEL J. (1977) - *Le déplacement de la Sardaigne: Synthèse de données géochronologiques, magmatiques et paléomagnétiques*. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **19**: 825-831.
- BENE O. (1950) - *Le possibilità, petrolifere della Sicilia*. *Riv. Min. Sic.*, anno 1°, fasc. 5/6, 185 pp., 3 figg.
- BENOMRAN O., NAIRN A. E. M., SCHAMEL S. (1987) - *Sources and dispersal of mid-Cenozoic clastic sediments in the central mediterranean region*, *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 47-68.
- BERTAMONI M., FRIXA A., LAZZARI D., ROZZA R. & TORRICELLI S. (1995) - *Revisione Litobiostratigrafica dei Pozzi Bivona 3, Cerda 1, Lercara Friddi 1, Lercara Agip 1, Roccapalumba 1 e Vicari 1*. Relazione interna AGIP.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1989) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 429-458.
- BIANCONI G. (1840) - *Storia naturale dei terreni ardenti, dei vulcani fangosi, delle sorgenti infiammabili, dei pozzi idropirici e di altri fenomeni geologici operati dal gas idrogeno e della origine di esso gas*. Marsigli, Bologna, 164 pp.
- BOLLI H. M. & SAUNDERS J. B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K., Eds., *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press, 175-262.
- BOSCHIAN G. (2002) - *Note geologiche sul territorio di Himera*. In: Belvedere O., Bertini A., Boschian G., Burgio A., Contino A., Cucco R. M. & Lauro D., *Himera III.2. Prospezione archeologica nella valle dell’Imera*. Dipartimento di Beni Culturali Storico-archeologici, Socio-antropologici e Geografici, Sezione Archeologia, Università degli Studi di Palermo, 49-62, L’Erma di Bretschneider, Roma.
- BOWN P.R. & COOPER M.K. E. (1998) – *Jurassic*. In Bown P.R. (Eds.), *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy*. Cambridge, 34-85.
- BRALOWER T.J., MONECHI S. & THIERSTEIN H.R. (1989) – *Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic Cretaceous boundary interval and correlation with the geomagnetic polarity time*

- scale. Mar. Micropal., **14**: 153-235.
- BROQUET P. (1968) – *Étude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Thèse Fac. Sc. Lille, 797 pp.
- BROQUET P. (1970) – *The geology of Madonie mountains of Sicily. Geology and history of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli 1970, 201-230.
- BROQUET P. (1972) – *Étude géologique de la région des Madonies (Sicile)*. Geologica Romana, **11**, 1-114, Roma.
- BROQUET P., CAIRE A., MASCLE G.H. (1966) – *Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonie et Sicani)*. Bull. Soc. Geol. de France, 7e série, VIII: 994-1013, 9 figg., Paris.
- BURGIO E. & CANI M. (1988) - *Sul ritrovamento di elefanti fossili ad Alcamo (Trapani-Sicilia)*. Naturalista sicil. **IV** XII: 87-97.
- CAFIERO B. & DE CAPOA BONARDI B. (1982) - *Biostratigrafia del Trias pelagico della Sicilia*. Boll. Soc. Paleont. It., **21**: 35-71.
- CAFLISCH L. (1966) - *La geologia dei Monti di Palermo*. Riv. It. Paleont. e Strat., mem. **XII**, 108 pp., Milano.
- CAFLISCH L. & CRESCENTI U. (1969) - *Sul significato paleoambientale del Dogger Malm di Vicari*. Geol. Romana, **8**: 1-14, Roma.
- CAFLISCH L. & SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1967) - *Un contributo delle ricerche petrolifere alla conoscenza del Paleozoico della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 537-551.
- CAHUZAC B. & POIGNANT A. (1997) - *Essai de biozonization de l'Oligo-Miocène dans le bassins européens à l'aide des grands foraminifères néritiques*. Bull. Soc. Géol. Fr., **168** (2): 155-169, Paris.
- CALCARA P. (1845) - *Memorie geognostiche e mineralogiche. Osservazioni geognostiche sopra Caltavuturo e Sclafani*. Atti Ac. Sc. Lett. Art. Palermo, vol. **1**.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1967) – *Contributo allo studio del Flysch Numidico siciliano*. Atti dell'Accademia di Scienze, Lett. e Arti di Palermo. Serie IV, **XXVII**: 1966-67, parte I
- CAMOIN G. (1982) - *Plates-formes carbonates et récifs a Rudistes du Cretace de Sicile*. PhD thesis. Université de Provence.
- CAMPISI B. (1958) – *Note illustrative del rilevamento geologico delle tavolette Petralia, Polizzi, Alimena (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79**: 913-928, 2 tavv.
- CAROBENE L. (1980) - *Terrazzi marini, eustatismo e neotettonica*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **3**: 35-41.
- CARON M. (1985) – *Cretaceous planktic foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) -Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Preess., **1**: 17-86.
- CASSOLA P., COSTA E., LO IACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D. & VILLA G., (1992) – *New sedimentologic, petrographic, biostratigraphic and structural data the Reitano Flysch (Maghrebain Chain, Sicily)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**, n.2, tav 19 – 21, 205 – 228.
- CASSOLA P., LO IACONO F., MORETTI E., NIGRO F., PUGLISI D. & SBARRA R., (1995) - *The Reitano Flysch in the northern sector of the Nebrodi Mountains (NE Sicily): Sedimentological, petrographical and structural characters*. Giorn. Geol., **57**, 195 - 217.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1981) - *Paleogeographic evolution of a Continental Margin in Sicily*. Guide Book of the field trip in Western Sicily; Sept. 12-14, 1981. Penrose Conference on controls of Carbonate Platform Evolution.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982 a) - *Infraliassic strike-slip tectonics in Sicily and southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 5-10, Roma.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982 b) - *Schema geologico della Sicilia occidentale*. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Ed.): Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali, Mem. Soc. Geol. It., suppl. A, 24: 9-41, Palermo.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. Eds. (1990) – *Hammering a Seismic Section*. Field trip in Western Sicily, Guide Book. Dipartimento di Geologia e Geodesia Univ. di Palermo, pp. 19-22. May

- 17-19, 1990.
- CATALANO R. & DI MAGGIO C. (1996) – *Sovrapposizione tettonica delle Unità Imeresi sulle Panormidi nei Monti di Palermo (Sicilia)*. Naturalista Siciliano, (3-4): 147-166. CATALANO R., CHANNELL J. E. T., D'ARGENIO B. & NAPOLEONE G. (1977) - *Mesozoic paleogeography of the southern Appennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **15**: 95-118, 2 figg., 2 tavv.
- CATALANO R., CUSIMANO G., GRASSO M., LENTINI F., MACALUSO T., MONACO P., MONTELEONE S., PIPITONE G., FANCELLI R., SQUARCI P. & TAFI L. (1988 a) - *Inventario delle risorse geotermiche nazionali. Regione Sicilia*. C. N. R., Istituto internazionale per le ricerche geotermiche, Pisa.
- CATALANO R., CUSIMANO G., GRASSO M., LENTINI F., MACALUSO T., MONACO P., MONTELEONE S., PIPITONE G. (1988 b) - *Inventario delle risorse geotermiche nazionali. Principali strutture idrogeologiche della Sicilia e appendici*. Regione Sicilia. C. N. R., Istituto internazionale per le ricerche geotermiche, Pisa.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An essay of palinspastic restoration across the western Sicily*. Geol. Rom., **17**: 145-159, Roma.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & DE CASTRO P. (1974) - *Rapporti tra le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretacico delle Madonie orientali (Sicilia)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **83**: 1-39, Napoli.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & DOGLIONI C. (1989 a) – *Jurassic and Liassic Transtensional Tectonics and later inversioni in Italy*. 28th Int. Geol. Cong., **1**: 251.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1987) – *A geologic section from Sardinia Channel to Sicily straits based on seismic and field data*. In: Boriani et alii (Eds.) The Lithosphere in Italy. Advance in Earth Science Research, 98-114.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989 b) – *From Sardinia Channel to Sicily straits. A geologic section based on seismic and field data*. In: Boriani et alii (Eds.) The Lithosphere in Italy. Advance in Earth Science Research, 109-127.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1988 a) - *New results in the Permian and Triassic stratigraphy of western Sicily with special reference to the section at Torrente San Calogero SW of the Pietra di Salomone (Sosio Valley)*. In: Atti del 74 Congresso della Soc. Geol. It., pp. 126-135.
- CATALANO R., DI STEFANO P. & KOZUR H. (1991) - *New data on Permian and Triassic stratigraphy of Western Sicily*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **184** (1): 25-61.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1995) - *Ipotesi sulla prosecuzione settentrionale delle Unità Sicane nell'area di Rocca Busambra*. In: Atti del 79° Congr. Naz. S.G.I., Palermo, 21-23 settembre, 268-271.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F. P. (1996) - *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., GIUNTA G., MERLINI S. & SULLI A. (1998) – *Ipotesi sulla prosecuzione settentrionale delle Unità Sicane nell'area di Rocca Busambra*. Atti del 79° Congresso Nazionale S.G.I., Palermo, 21-23 settembre 1998, 268-271.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000 a) - *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. Mem. Soc. Geol. It, **55**: 5-16.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINI S. & SULLI A. (2000 b) – *A crustal section from the Eastern Algerian basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 71-85.
- CATALANO R. & MONTANARI L. (1979) - *Geologia dei Monti di Trabia-Termini Imerese e dei Monti Sicani orientali (Fogli Bagheria e Termini Imerese, Sicilia centro-settentrionale)*. Rend. Soc. Nat. in Napoli, serie IV, 46.
- CATALANO R., SULLI A., ABATE B., AGATE M., AVELLONE G. & BASILONE L. (2004) - *The crust in Western and Central Eastern Sicily*. Field Trip Guide Book P45. 32° International Geological Congress, Firenze.
- CERETTI E. (1965) - *Geologia delle Caronie settentrionali*. Gior. di Geol. **XXVIII**, ser. 2a, pp. 18, tav. 1, fig. 1. Bologna.

- CERETTI E. & CIABATTI M. (1965) – *Rilevamento geologico delle Madonie nord-orientali (Sicilia)*. Giorn. Geol., serie 2, **33**: 51-76, 1 fig., 3 tav.
- CHANNELL J. E. T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1980) - *Palaeomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily*. Tectonophysics, **61**: 391-407.
- CHANNELL, J. E. T., D'ARGENIO, B. & HORVATH, F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., **15**: 213-292.
- CHANNELL J. E. T., OLDOW J., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Palaeomagnetically Determined Rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4): 641-660.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1905) – *Sopra alcune Alveoline eoceniche della Sicilia*. Paleont. Italica. **11**: 147-167, 2 tavv. Pisa.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1909 a) - *La serie nummulitica nei dintorni di Termini Imerese: I. Il Vallone Tre Pietre*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo. **XXVII**: 53-156, 6 tavv., 1 fig., Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1909 b) - *La serie nummulitica nei dintorni di Termini Imerese: II. La regione Cacasacco*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo. **XXVII**: 177-212, 2 tavv., fig. 1. Palermo.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1909 c) - *Nuova contribuzione alla conoscenza delle alveoline eoceniche della Sicilia*. Paleontogr., Ital.: 59-70.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1916) - *Memorie per servire alla descrizione della Carta Geologica d'Italia*. Mem. desc. della Carta Geol. d'It., **VI**, Parte II: 1-118, Roma.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1936) - *Sui terreni terziari inferiori del versante settentrionale delle Madonie*. Mem. desc. della Carta Geol. d'It., **VI**, Parte II, pp. 109, 8 tavv. 8, carta geol. 1:500.000, 1 fig., Roma.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Studi Geologici Camerti volume speciale, 1994, "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-129.
- CHIOCCI F. L. (2001) – *Depositional response to Quaternary fourth-order sea level falls on the Latium margin (Tyrrhenian Sea, Italy)*. In Hunt D. & Gawthorpe R. L. (eds): Sedimentary Responses to Forced Regressions. Geological Society, London, Special Publication, **172**: 271-289.
- CHIOCCI F. L., D'ANGELO S., ORLANDO L. & PANTALEONE A. (1989) – *Evolution of the Holocene shelf sedimentation defined by high resolution seismic stratigraphy and sequence analysis (calabro-tyrrhenian continental shelf)*. Mem. Soc. Geol. It., **48**: 359-380.
- CIOFALO S. (1878) - *Enumerazione dei principali fossili che si rinvencono nella serie delle rocce stratificate nei dintorni di Termini Imerese*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Serie 3a, 12.
- CIOFALO M. (1909) - *Orografia, geologia e tettonica della zona scossa dai terremoti di Termini*. Boll. Soc. Sismica It. Vol **XIII**, Modena (estratto).
- CIPOLLA F. (1926) - *Il Pliocene di Lascari*. Giorn. Sc. Nat. ed Econ. **34**, (1924-26) Palermo.
- CITA M. B. (1975) – *Studi sul Pliocene egli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene. VII Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**: 527-544.
- CITA M. B., ABBATE E., CONTI M. A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P., PETTI F. M. (2007) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni-Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., ser. III, **7** (VII): pp. 382, Roma.
- C.N.R. - COMMISSIONE PER LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA E GEOMORFOLOGICA (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000*. Guida al rilevamento. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, 1, 203 pp.
- COLTRO R. (1963) – *La facies di Polizzi dell'Eocene alloctono della Sicilia Centro-settentrionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **69**: 167, 2 fig. 2.
- CONTINO A. (1990) - *Stratigrafia e strutture geologiche del settore occidentale dei Monti di Termini Imerese*. Tesi di Laurea Inedita, Università degli Studi di Palermo, 110 pp.
- CONTINO A. (1997) - *Minerali delle Madonie*. Quarzo. "Le Madonie", anno LXXVII n. 6, 1-15

- Maggio 1997 p. 4.
- CONTINO A. (2002) - *Geologia e Geomorfologia della bassa valle del fiume Imera settentrionale*. In: Belvedere O., Bertini A., Boschian G., Burgio A., Contino A., Cucco R. M. & Lauro D., Himera III. 2. Prospezione archeologica nella valle dell'Imera. Dipartimento di Beni Culturali Storico - archeologici, Socio - antropologici e Geografici, Sezione Archeologia, Università degli Studi di Palermo, pp. 25 - 48, L'Erma di Bretschneider, Roma.
- CONTINO A. (2005) - *Geologia Urbana dell'abitato e della Zona Industriale di Termini Imerese (Sicilia settentrionale)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Geologia - XVII ciclo, Università degli Studi di Palermo, 214 pp., inedita.
- CONTINO A. (2007) - *Le grotte della Rocca del Castello di Termini Imerese (Palermo)*. Atti "2 Seminario Intern. di studi sul carsismo negli Iblei e nell'area sud-mediterranea", 28-30 maggio 2004. Suppl. a "Spaleologia Iblea", 12, 237-246.
- CONTINO A. & CATALANO R. (2003) - *Descrizione geologica della Riserva Serre di Ciminna*. Studi e cartografie necessari alla predisposizione dei piani di sistemazione della Riserva Naturale Orientale "Serre di Ciminna" convenzione tra Provincia Regionale di Palermo - Assessorato Tutela Ambientale - Direzione Tutela Ambientale Riserve Naturali ed Aree Protette ed il CIRITA - Università degli Studi di Palermo.
- CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (1998) - *Modello idrogeologico dei Monti di Palermo*. Atti del 79° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, Vol. A, 334-336.
- CONTINO A., CUSIMANO G. & FRIAS FORCADA A. (2004) - *Assetto Idrostrutturale dei Monti di Trabia e Termini Imerese (Sicilia Settentrionale) e valutazione delle risorse idriche immagazzinate*. "Attività esplorativa e ricerca nelle aree carsiche siciliane", Atti del 4° Convegno di Speleologia della Sicilia, 1°- 5 Maggio 2002, Custonaci (TP). Suppl. Speleologia Iblea, 10, Anno 2002. Pubblicazione n. 2595 del G. N. D. C. - C. N. R., U. O. 4.17: 99-106.
- COUZENS-SHULTZ B. A., VENDEVILLE B. C. & WILTSCHKO D. V. (2003) - *Duplex style and triangle zone formation: insight from physical modeling*. Journal of Structural Geology, **25**, 1623-1644.
- CORREGGIARI A., TRINCARDI F., LANGONE L. & ROVERI M. (2001) - *Styles of failure in Late Holocene Highstand prodelta wedges on the Adriatic shelf*. Journ. Sed. Res., **71** (2), 218-236.
- CRESCENZI S. & PETROCCHI P. (1954) - *Le Manifestazioni di idrocarburi in Sicilia (elenco ubicazione e bibliografia)*. Riv. Min. Sic., n. 28-29, 159-172.
- CRIMI P. (1984) - *Contributo alla Geologia della Sinclinale di Scillato*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Geologia e Geodesia- Università di Palermo.
- CRINÒ S. (1920) - *Frane siciliane*. L'Universo, **1** (5-6): 335-349, Firenze.
- D'ARGENIO B. & SCANDONE P. (1970) - *Jurassic facies pattern in the Southern Appennines (Campania-Lucania)*. Ann. Hung. Geol., **92**: 903-924.
- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V., TRAMONTANA M. & NAJIB ZAGHLOUL M. (2002) - *The lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebien Flysch Basin: geodynamic implications*. Geodinamica Acta **15**: 141 - 157.
- DE CAPOA P., GUERRERA F., PERRONE V., SERRANO F. & TRAMONTANA M. (1999) - *The onset of the syn-orogenic sedimentation in the Flysch Basin of the Sicilian Maghrebids: state of the art and new biostratigraphic constraints*. Abstract, pp.19, figg 1-9.
- DE CASTRO P. (1991) - *Mesozoic*. In: Barattolo F., De Castro P. & Parente M. eds. Field trip Guide Book V. Int. Symp. Fossil algae, 21-38.
- DECIMA A. & WEZEL F. C. (1971) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., n. **130-132**: 172-187, 10 figg., Palermo.
- DEL BEN A. & GUARNIERI P. (2000) - *Neogene transpression in the Cefalù Basin (Southern Tyrrhenian): comparison between land and marine data*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 27-33.
- DERCOURT J., GAETANI M., VRIELYNCK B., BARRIER E., BIJU-DUVAL B., BRUNET M. F., CADET J. P., CRASQUIN S. & SANDULESCU M. (2000) - *Atlas Peri-Tethys, Paleogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris: 24 maps and explanatory notes: I-XX: 1-269.

- DERCOURT J., ZONENSHAIN L. P., RICOU L. E., KAZMIN V. G., LE PICHON X., KNIPPER A. L., GRANDJACQUET C., SBORTSHIKOV I. M., GEYSSANT J., LEPRVIER C., PECHERSKY D. H., BOULIN J., SIBUET J. C., SAVOSTIN L. A., SOROKHTIN O., WESTPHAL M., BAZHENOV M. L., LAUER J. P. & BIJU-DUVAL B. (1986) - *Geologic evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**: 241-315.
- DE STEFANI T. (1954) - *Studi di Stratigrafia Siciliana. IV Breve cenno sulla Stratigrafia di Cerda e di Termini Imerese*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **63**, Napoli (estratto).
- DE WEVER P., SANFILIPPO A., RIEDEL W. R. & GRUBER B. (1979) - *Triassic radiolarians from Sicily and Turkey*. Micropaleontology, **25** (1): 75-110.
- DI MAGGIO C., INCANDELA A., MASINI F., PETRUSO D., RENDA P., SIMONELLI C. & BOSCHIAN G. (1999) - *Oscillazioni eustatiche, biocronologia dei depositi continentali quaternari e neotettonica nella Sicilia nord-occidentale (Penisola di San Vito Lo Capo, Trapani)*. Il Quaternario, **12** (1): 25-50.
- DI MAGGIO C., AGATE M., CONTINO A., BASILONE L. & CATALANO R. (2009). *Unità a limiti inconformi dei depositi quaternari utilizzate per la cartografia nei Fogli CARG della Sicilia nord-occidentale*. Il Quaternario (Italian Journal of Quaternary Sciences) **22** (2): 347-366.
- DI STEFANO E. (1998) - *Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969E and 963B (eastern Mediterranean)*. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, **160**: 99-111.
- DI STEFANO G. (1888) - *Gli strati con Caprotina di Termini Imerese*. "Rend. Acc. Se. Lett. Arti", Vol. **X**, Palermo.
- DI STEFANO G. (1900) - *Il Cenomaniano di Brancaleone Calabro*. Boll. Nat., anno XX, n. 1-2.
- DI STEFANO P., GALACZ A., MALLARINO G., MINDSZENTY A. & VOROS A. (2002) - *Birth and early evolution of a Jurassic escarpment: Monte Kumeta, Western Sicily*. Facies, **46**: 273-298.
- DI STEFANO P. & GULLO M. (1997) - *Late Paleozoic-Early Mesozoic stratigraphy and paleogeography of Sicily*. In R. Catalano (Ed.): *Origin of sedimentary basins, Field Workshop in Western Sicily*, Guidebook, 87-99, Palermo.
- DUEE G.(1962) - *Les affleurements du Crétacé inférieur au front de chevauchements de la chaîne calcaire. Région de Galati, Monts Péloritains (Sicile)*. Ann. Soc. Géol. Nord., **82**: 65-70, Lille.
- DUEE G.(1969) - *Etudes géologique des monts Nebrodi (Sicile)*. Thèse Sciences 399 pp., Paris.
- FABIANI R. (1926) - *Scoperta di un apparato eruttivo del Giurese medio in Sicilia*. Boll. Ass. Min. Sicil., v. **2**, n. 9, 12 pp., Palermo.
- FABIANI R. (1933) - *Costituzione geologica delle Montagne delle Pietre Cadute o di Regalmici (Palermo)*. Nota preliminare. Boll. Ass. Min. Sicil., v. **9**, n. 1-4: 23-26, Palermo.
- FABIANI R. & RUIZ C. (1932) - *Giaciture e fauna dei tufi giuresi di Roccapalumba (Palermo)*. Mem. Soc. Geol. It. **I**, pp 52, 1 fig., 2 tavv., Roma.
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1937) - *Di alcune novità geologiche del territorio del Foglio Termini Imerese (Palermo)*. Boll. Soc. Sc. Nat. ed Ec. di Palermo. Anno XIX, pp. 8, tav. 2. Palermo.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidences and dynamic implication*. Giornale di Geologia, **53**: 215-248.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geological evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In Wezel F.C. (editor): *Sedimentary basins of Mediterranean margins*. Tecnoprint, Bologna, 101-126.
- FERLA P. & ALAIMO R. (1975) - *Dickite nelle argille variegata di Caltavuturo-Scillato (Madonie-Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **20**: 117-127.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**: 110.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale - Arco Calabro - Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN

- M., PRIZZON A. (2005) - *Geological outline of Sicily and Litospheric Tectono-Dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP Seismic Data*. In: Finetti I.R. (Ed.), CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Central Italy, 2005 Elsevier B.V.
- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hidrocarbons explorations in Sicily*. Proc. 5th. World Petr. Congr., sect. 1/13: 259-255, New York.
- FOLK R. L. (1954) - *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks nomenclature*, Jour. Geol., **62**: 344-359.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D., NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 1-36.
- FRIXA A. & TRIACIANTI E. (2006) - *Tema Mufara e Complesso di Lercara. Permesso Casteltermini-Montemaggiore*. Revisione Stratigrafica e Sedimentologica. Relazione interna AGIP.
- GARDNER J.V., PRIOL D.B. & FIELD M.E. (1999) - *Humboldt slide a large shead dominated retrogressive slope failure*. Marine Geology, **154**: 323-338.
- GEMMELLARO G. G. (1878) - *Sui fossili del calcare cristallino delle Montagne del Casale e di Bellolampo nella Provincia di Palermo*. Palermo 1872-1882.
- GEMMELLARO G. G. (1882) - *Sul Trias della regione occidentale della Sicilia*. Atti R. Acc. Lincei, Rend. Cl. Sc. Mat. Nat. s. 3, v. **12** (1880) Roma, 451-473.
- GEMMELLARO G. G. (1886) - *Sugli strati con Leptaena nel Lias superiore di Sicilia*. Boll. R. Com. Geol. d'Id., anno XVII, ser. II, vol 7, n 56, pp. 156-170; n 9-10, pp 341-159, tav 2, figg. 2. Roma.
- GENSOUS B., WILLIAMSON D. & TESSON M. (1993) - *Late Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône delta, France)*. In: Posamentier H.W., Summerhayes C.P., Haq B.U. & Allen G.P. (eds) "Sequence stratigraphy and facies associations. I. A. S. Spec. Public., **18**: 197-211.
- GIBBARD P. L., HEAD M. J., WALKER M. J. C. AND THE SUBCOMMISSION ON QUATERNARY STRATIGRAPHY (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base of 2.58 Ma*. J. Quaternary Sci., **25**: 96-102.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche e ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 239-256, Roma.
- GIUNTA G., NIGRO F., RENDA P. & GIORGIANNI A. (2000) - *The Sicilian-Maghrebides Tyrrhenian margin: a neotectonic evolutionary model*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 553-565.
- GRASSO M., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Geologica Rom., **17**: 45-69, 1 tab., 1 carta geologica f.t., Roma.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic, **25** (145-147): 27-51.
- GUGLIOTTA C. (2010) - *L'evoluzione tortoniano-messiniana dell'avanfossa s.l. siciliana; interazione tra sedimentazione e tettonica*. Tesi di Dottorato. Dottorato di Ricerca XXI Ciclo. Dipartimento di Geologia e Geodesia, Università degli Studi di Palermo.
- GUGLIOTTA C. & GASPARO MORTICELLI M. (2010) - *Evidences of a polyphasic tectonics in a sedimentary basin developed above an orogenic belt; the Scillato Basin study case (N Sicily)*. Rend. online Società Geologica Italiana, **11** (2010).
- HOFFMANN F. (1839) - *Geognostische Beobachtungen. Gesammelt auf einer Reise durch Italien und Sicilien in den jahren 1830 bis 1832*. Archivs für Mineralogie, Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde besonders abgedruckt, 13, 576 pp., tav. 1, Reimer, Berlin.
- HOYEZ B. (1898) - *Le Numidiens et les flysch oligo-miocene de la bordure sud de la Méditerranée occidentale*. Unpublished thesis, Univ. of Lille.
- HUGONIE G. (1979) - *L'évolution géomorphologique de la Sicile septentrionale. Thèse Lettres (Géomorphologie)*. Univ. de Paris-Sorbonne, **2**: 565-884.
- HUGONIE G. (1981-1982) - *Mouvements tectoniques et variations de la morphogenèse au Quaternaire*

- en Sicile septentrionale*. Revue de Gèologie Dynamique et Gèographie Physique, **23**: 3-14.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planctic foraminifera*. In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 283-314.
- JACOBACCI A. (1954) - *Contributi alla conoscenza della serie Mesozoica della Sicilia occidentale*. Boll. Serv. Geol. Ital., **76**: 78-82. Roma.
- JOHANSSON M., BRAAKENBURG N. E., STOW D. A. V. & FAUGERES J. C. (1998) - *Deep-water massive sands: facies, processes and channel geometry in the Numidian Flysch, Sicily*. Sedimentary Geology, **115**: 233-265.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX A. C., BONATTI E., BROGLIA C., CHANNELL J., CURZI P., EMEIS K. C., GLACON G., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F. L., MCKENZIE J., MENDELSON J., MUELLER C., REHAULT J. P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**: 1140 – 1156.
- KOZUR H. (1989) - *Significance in Conodont evolution for the Permian and Triassic stratigraphy*. Courier Forsch. Inst. Senckenberg, **117**: 358-408, Frankfurt.
- KOZUR H. & MOCK E. (1991) - *New middle Carnian and Raethian conodonts from Hungary and Alps. Stratigraphic importance and tectonic implication from the Buda Mountains and adjacent areas*. J. Geol., **B-A** 134: 271-297.
- KRZYSTYN L. (1980) - *Stratigraphy of the Hallstades region*. In: H. Schonlaub (Edition), *Second European Conodont localities of the Salz Kammargutes Region*. Abh. Geol., **B-A** 35: 69-98.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1992) - *Presentazione della carta geologica della Sicilia centro - orientale*. Mem. Soc. Geol. Ital., **47**, 145 - 156.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) - *Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale), scala 1:50000*, 70 pp., S.El.Ca, Firenze.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Carta Geologica delle Madonie (Scala 1:50.000)*. Istituto di Geologia, Univ. di Catania.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Soc. Geol. It., 69° Congresso.
- LO CICERO G., DI STEFANO E., CATALANO R., SPROVIERI R., AGATE M., CONTINO A., GRECO G. & MAURO G. (1997) - *The Ciminna Messinian Evaporitic basin Cyclical sedimentation and Eustatic Control in a Transpressive Tectonic Setting*. In R. Catalano (Ed.): *Origin of sedimentary basins, Field Workshop in Western Sicily*, Guidebook, 71-86, Palermo (Sicily).
- LOCAT J. & MIENEIT J. (2003) - *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 552 pp.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *Sur la grande nappe de recouvrement de la Sicile*. Comptes Rendus Acc. Sc. Paris, **142**: 1001-1003.
- MAISSET T., MAISSET B., THOMAS Y., CATTANEO A., THERIA E., TRINCARDI F. & COCHONAT P. (2004) - *Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (triad survey)*. Marine Geology, **213**: 73-89.
- MANNI R. & NICOSIA U. (1994) - *Crinoidi giurassici dell'Italia centrale*. Studi Geologici Camerti, Vol. Spec., 1994, Biostratigrafia dell'Italia centrale, 299-323.
- MARCHETTI M. (1956) - *The occurrence of slide and flowage materials (olistostromes) in the tertiary series of Sicily*. Inter. Geol. Congr. Mexico City Proc.
- MARESCALCHI P. (1988) - *Analisi da telerilevamento*. In: Alliata V., Belvedere O., Cantoni A., Cusimano G., Marescalchi P. & Vassallo S. (a cura di), *Himera* **III**: 25-34, Roma.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. Proceed. II Planctonic Conference, **2**: 739-777.
- MATTIOLI M. & ERBA E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in Tethyan Lower and Middle Jurassic successions*. Riv. It. Palont. Strat., **105**: 343-376.

- MELLO U. T. & PRATSON L. F. (1999) – *Regional slope stability and slope failure mechanics from the two dimensional state of stress in an infinity slope*. Marine Geology, **154**: 339-356.
- MENEGHINI G. (1864) - *Studi paleontologici sulle ostriche cretacee della Sicilia*. Riv. Sc. Natur., **6**, 4, pp. 410.
- MITCHUM R. M., VAIL P. R. & SANGREE J. B. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6, stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences*. In: C. E. Payton Ed., Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir, **26**: 117 – 133.
- MIUCCIO G., FRIXA A. & BERTAMONI M. (2000) – *The Trapanese Structural Domain in the Termini Imerese Mountain area (Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 227-234.
- MONTANARI L. (1966) – *Geologia dei Monti di Trabia (Sicilia)*. Riv. Min. Sic., **17** (97-99): 35-81, 23 f., 6t.
- MONTANARI L. (1968) - *Elementi per la stratigrafia dell'Eocene siciliano*. Memoires du Bureau de Recherches Geologiques et Mineres, **58**: pp. 655.
- MONTANARI L. (1989)- *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. Ital., **38**: 361-406, Roma.
- MONTANARO GALLITELLI E. (1937) - *Faunetta nuova a coralli del Cenomaniano "a facies africana" di Caltavuturo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **56**: 425-440. Roma.
- MORETTI A. (1954) - *Osservazioni geologiche sul Monte San Calogero presso Termini Imerese (Sicilia settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **75**, (2): 357-368, 5 figg., Roma.
- MORONI M. A. & RICCO S. (1968) - *Nuovi studi sulla fauna cenomaniana di Brancaleone (Calabria)*. Lavori Istit. di Geologia, pp. 6-65.
- MORONI M. A. & TORRE G. (1966) - *Nuovi dati sul Pliocene e il quaternario dei dintorni di Palermo. 4) Macrofauna dei Trubi (Pliocene inferiore) di Lascari*. Riv. Min. Sic., **17**, (91-93), pp. 27-49, 2 f., 1 t.
- MURGIA M. V. (1989) - *Rapporto interno*. ENI/Divisione AGIP.
- NIGRO F. & RENDA P. (2004) - *Sequence of deformation in the Sicilidi Units (Northern Sicilian Chain)*. Boll. Soc. Geol. It. **123**: 97-110.
- NOCCHI M. (1992) - *Associazione a foraminiferi bentonici del bacino umbro-marchigiano (Appennino centrale) durante il Lias*. Paleopelagos, **2**: 37-53.
- NUMMEDAL D. & SWIFT D. J. P. (1987) - *Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities, some principles derived from Holocene and Cretaceous examples*. In: Nummedal D., Hopilkey O. & Howard J. D. Eds., Sea level fluctuations and coastal evolution. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **41**: 241–260.
- OGNIBEN L.. (1960) - *Note illustrative dello schema geologico della Sicilia Nord-Orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212, 2 tav. di sez. geol. 1:200.000. Palermo.
- OGNIBEN L. (1963) - *Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **4**, 1-18.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- OKADA H. & BUKRY D. (1980) – *Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation*. (Bukry, 1973; 1975), Mar. Micropal. **5**: 321-325.
- OLDOW J.S, CHANNEL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous Thrusting and Large-Scale rotations in the Western Sicilian Fold and Thrust Belt*. Tectonics, **9** (4): 661-681.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. Geologica Romana, **18**: 331-369.
- PEPE F., BERTOTTI G., CELLA F. & MARSELLA E. (2000) - *Rifted margin formation in the South Tyrrhenian Sea: a high-resolution seismic profile across the North Sicily passive continental margin*. Tectonics, **19**: 241-257.

- PEPE F., BERTOTTI G. & CLOETHING S. (2004) – *Tectono-stratigraphic modelling of the North Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea)*. Tectonophysics, (in press).
- PEPE F., SULLI A., AGATE M., DI MAIO D., KOK A., LO IACONO C. & CATALANO R. (2003) – *Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian Sea): new insights from high resolution, multi-electrode sparker profiles*. Geo-Mar. Lett., **23**: 53-63.
- PERCH-NIELSEN K. (1985) - *Cenozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H. M., Sanders J.B. and Perch-Nielsen K., Eds., *Plankton Stratigraphy*. Cambridge: Cambridge University Press. 427-554.
- PERES J. M. & PICARD J. (1964) - *Manuel de bionomie bentique de la Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume, **31**: 1-137.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1987) - *Facies ed evoluzione sedimentaria del Bacino Numidico nelle Madonie*. Mem. Soc. Geol. It. **38**: 297-315.
- PLINT A. G. & NUMMEDAL D. (2000) – *The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis*. In: Hunt D., Gantrope R. L. (Eds) *Sedimentary response to forced regression*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., **172**: 1-17.
- POSAMENTIER H. W. & ALLEN G. P. (1993) – *Variability of the sequence stratigraphic model, effect of local basin factors*. Sediment. Geol., **86**: 91-109.
- PRÉVOST C. (1832) – *Extrait de la seconde lettre de M.C. Prévost, adressée à M. Cordier de Palerme le 18 Décembre 1831*. Bull. Soc. Géol. France, s. 1, 2, p. 114, Paris.
- RANGIN C. (1973) - *Etude géologique de la région de Termini Imerese (Sicile)*. Thèse de Doctorat de troisième cycle, Paris.
- RANGIN C. (1975) - *Contribution à l'étude paleogeographique et structurale des Monts de Termini Imerese (Sicile)*. Bull. Soc. Geol. de France, **17**: 38-51.
- RENDA P., TAVARNELLI E. & TRAMUTOLI M. (1999) – *La distensione tetidea e il suo controllo sulle strutture compressive del sistema Appenninico – Magrebide: l'esempio dei Monti delle Madonie, Sicilia centro-settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 179-190.
- RHODES E. J. (1996) - *ESR dating on tooth enamel*. In Basile B. & Chilardi S. (eds.), *Siracusa, le ossa dei giganti*. Lo scavo paleontologico di Contrada Fusco, 39-44. Siracusa, Palermo: Arnaldo Lombardi.
- RIGO M. & BARBIERI F. (1959) - *Stratigrafia pratica applicata in Sicilia*. Boll. Serv. Geol. Italia, **80**: 351-442, Roma.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene – Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In Kastens K. A., Mascle J. et alii, *Proc ODP, Sci. Result.*, **107**: 513-533.
- ROCCO T. (1961) - *Italy*, in King R.E., *Petroleum development in Europe in 1960*. A.A.P.G. Bull., **45**: 1120-1130.
- ROURE F., SWENNEN R. & CASERO P. (EDS.) (2002): *Tectonics and petroleum systems of the Sicilian foreland fold and thrust belt*. Field trip Guide. AAPG-IFP Hedberg Research Conference, May 14-18, 2002 Palermo-Mondello (Sicily, Italy). Abstract volume, pp.6-9.
- ROVERI M. & CORREGGIARI A. (2004) – *Terrazzi deposizionali sommersi nell'Arcipelago toscano (margine orientale del Canale di Corsica)*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **LVIII**: 11-26.
- RUGGIERI G. & DI GIACOMO L. (1971) - *La giacitura del "Cenomaniano in facies Africana" di Caltavuturo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 429-437, 1 f. Roma.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1973) - *Geologia delle zone investite dal terremoto del Belice*. Riv. Min. Sic., **139**: 141.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1987) - *Geologia del lembo neoautoctono di Ciminna (Palermo)* - Il Naturalista Siciliano, **21** (1-2): 109-127.
- SALVADOR A. (1994) – *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America (Eds.), pp. 214.

- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and the Sahara continental margins in the southern Apennines and in Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, 2: 317-323.
- SCANDONE P., RADOICIC R., GIUNTA G., LIGUORI V. (1972) - *Sul significato delle dolomie Fanusi e dei calcari ad Ellipsactinie della Sicilia settentrionale*. Riv. Min. Sic., **133-135**: 51-61.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1959) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie nel quadro delle possibilità petrolifere della Sicilia centro settentrionale*. Atti 2° Conv Intern. Studi "Petr. Sicilia": 130-136.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - *Introduction a la géologie pétrolière de la Sicile*. Revue Inst. Franc. du Pétr. Vol. **17**, n. 5, pp. 635-668, 1 fig. 1, 14 tavv., Paris
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964-65) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., n° 88-90, n° 91-93, 80 pp., Palermo.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. & GIANNINI C. (1960) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 73-140.
- SCHWERTMANN U. & TAYLOR R. M. (1989) - *Iron oxides*. In: Dixon J.B., & Weed S.B. (eds.) Minerals in Soil Environments, Second Edition. Soil Science Society of America, pp. 379-438 Madison, Wisconsin USA
- SEGUENZA G. (1882) - *Studi geologici a paleontologici sul Cretaceo medio dell'Italia meridionale*. R. Acc. Lincei, Ser. 3, **12**, 152 p., 21 tavv.
- SEILACHER A. (1967) - *Bathymetry of trace fossils*. Marine Geol., **5**: 413-428, Amsterdam.
- SELLI R. (1970) - *Cenni morfologici generali sul Mar Tirreno*. Giornale di Geologia, **37**: 5-24.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tjrrhenian: a Pliocene deep sea*. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., **50** (5): 580-592.
- SERRA-KIEL J., HOTTINGER L., CAUS E., DROBNE K., FERRANDEZ C., JAUHRI A.K., LESS G., PAVLOVEC R., PIGNATTI J., SAMSO J.K., SCHAUB H., SIREL E., STRONGO A., TOMBAREAU Y., TOSQUELLA J. & ZAKREVSKAYA E. (1998) - *Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene*. Bull. Soc. Geol., France, **169** (2): 281-299, Paris.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta Geologica d'Italia -1:50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **1**.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1996) - *Carta Geologica d'Italia -1:50.000. Guida alla rappresentazione cartografica*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **2**, 97 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE-COMMISSIONE ITALIANA DI STRATIGRAFIA DELLA SOCIETÀ GEOLOGICA ITALIANA (2002) - *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. APAT, Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **9**, 155 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (2004) - *Nuove linee guida per il rilevamento geologico delle aree marine ricadenti nei fogli CARG alla scala 1:50.000*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnbouw., **56** (1): 37-65.
- SORRISO-VALVO M., AGNESI V., GULLA G., MERENDA L., ANTRONICO L., DI MAGGIO C., FILICE E., PETRUCCI O., TANSI C., CATALANO E., GAGLIANO C., LAMMERS R., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPTONE G. & TOWEN K. (1994) - *Temporal and spatial occurrence of landsliding and correlation with precipitation time series in Montalto Uffugo (Calabria) and Imera (Sicilia) areas*. In *Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community*. Ed. Casale R., Fantechi R., Flageollet J.C., European Community, Programme EPOCH, Contract 90 0025, Final Report., **2**: 825-869, Brussels.
- SPECIALE F. (1974) - *La facies del "Bacino Imerese" nell'entroterra termitano*. Tesi di laurea inedita, Università degli studi di Palermo.
- SPROVIERI R. (1979) - *I foraminiferi bentonici del Pliocene inferiore lungo la costa nord-occidentale della Sicilia*. Il Nat. Sic., **S IV**, III, 61 - 78.
- SPROVIERI R. (1993). *Pliocene early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera*

- abundance fluctuations and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events.* Riv. It. Paleont. Strat., **99**: 371-414.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI M. L., IACCARINO S. M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI F. (2002). *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean middle Miocene.* Riv. It. Paleont. Strat., **108**: 337-353.
- SPROVIERI R., DI STEFANO E. & SPROVIERI M. (1996) – *High resolution chronology for Late Miocene Mediterranean stratigraphic events.* Riv. It. Paleont. Strat., **102** : 77-104.
- STAMPFLY G. M. & BOREL G. D. (2002) – *A plate tectonic model for the Palaeozoic and Mesozoic constrained by dyamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones.* Earth and Planetary Science Letters, **169**: 17-33.
- TONGIORGI E. & TREVISAN L. (1953)- *Livret. Guida (Excursion AS).* Ive' Congr. Inter. Pour l'étude du Quaternaire, 336 p., 18 fig., Roma –Pisa.
- TORRENT J., SCHWERTMANN U., FECHTER H. & ALFAREZ F. (1983) - *Quantitative relationships between soil color and hematite content.* Soil Sci., **136** (6): 354-358.
- TOUMARKINE M. & LUTERBACHER H. (1985) – *Paleocene and Eocene planktic foraminifera.* In Bolli H. M., Saunders J. B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) -Plankton Stratigraphy, Cambridge Univ. Preess., **1**: 87-154.
- TREVISAN L. (1935) - *I monti di Caltavuturo e Sclafani (Palermo).* Boll. R. Uff. Geol. Ita., **60** (nota7) 20p., Roma.
- TREVISAN L. (1937) – *Scoperta di basalti accompagnati da tufi fossiliferi del Bajociano di Vicari (Palermo).* Boll. Soc. Sc. Nat. ed Econ. di Palermo, **XIX**, pp. 15, 1 tav., 4 figg., Palermo.
- TRINCARDI F. & FIELD M. E. (1991) – *Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy.* Journ. Sedim. Petrol., **61** (5): 775-790.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) – *The rifting of the Tyrrhenian Basin.* Geo-Marine Letters, **7**: 1-6.
- VAIL P. R. (1987) – *Seismic stratigraphy interpretation procedure (Part 1).* In Bally A. W. (Ed.) Atlas of seismic stratigraphy, AAPG Studies in Geology **27**, **1**: 1-11.
- VAIL P. R., AUDERMARD F., BOWMAN S. A., EISNER P. N. & PETERCRUZ C. (1991) - *The Stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation. An overview.* In Einsele G., Ricken W. & Seilacher A. eds., Cycles and events in Stratigraphy, Springer-Verlag, Berlin, 617-659.
- VAIL P. R., MITCHUM R. M., TODD R. G., WIDMIER J. M., THOMPSON S., SANGREE J. B., BUBB J. N. & HATLELID W. G. (1977) - *Seismic stratigraphy and global changes of sea level.* In: Payton C. E. Ed., *Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration.* AAPG Memoir **26**: 49 – 50.
- WEZEL F.C. (1967 a) – *Lineamenti sedimentologici del Flysch Numidico della Sicilia della Sicilia nord-orientale.* Mem. Ist. Geol. Miner., Padova, **26**, 29 p., 18 f., 1 t.
- WEZEL F.C. (1967 b) – *Numidian Flysch e Reitano Flysch.* In: Angelucci et alii, Sedimentological characteristics of some Italian turbidites. Geologica. Romana., **6**, 396-402, 5 f., Roma
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord –orientale.* Mem. Soc. Geol., It., **9**: 225-280.
- WEZEL F.C. & GUERRERA F. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia.* Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.